U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 17 巻　第 7 号

地質調査所技術研究所
昭和
41.10.17
図書室

目　次

報　文

岸本文男，高島　清，加藤甲壬，永井　茂，窪木時雨郎，茅山芳夫，小村幸二郎
大竹重吉：大分県鯛生鉱山金銀鉱脈周辺における水銀の分布について…… 1 (391)

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA: K-Ar Ages of Hida Metamorphic Rocks, Amo-Tsunokawa Area and Oki Area, Japan……20 (410)

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA: K-Ar Age of the Granodiorite in a Pit of the Amo Mine, Hida Mountains, Japan……27 (417)

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA: K-Ar Age of the Shimonohara Quartzdiorite, Hida Mountains, Japan……32 (422)

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA: K-Ar Age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan……36 (426)

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA: K-Ar Ages of Granites from Amami-ōshima, Ryukyu Islands, Japan……40 (430)

資　料

岩石の化学組成研究における捕獲γ線および放射化スペクトル測定の応用（新宮　訳）

講演要旨

火山性地すべりの地質特性に関する総合研究（安藤）　箱根大涌谷の噴気ガスの特性（高橋・伊藤・前田）　試錐結果からみた大涌谷変質帯の内部構造と変質機構について（安藤・黒田・大久保）　強羅温泉の水理的熱的構造と大涌谷地熱地帯の関係（湯原・小鯛・阿部）　大涌谷における地表変動の精密測定について（岩崎・佐藤・勝目）

工業技術院地質調査所

昭和 41 年 7 月

Kishimoto, F., Takashima, K., Katō, K., Nagai, S., Kuboki, Z., Kayama, Y., Komura, K., Ōtake, Z.

大分県鯛生鉱山金銀鉱脈周辺における水銀の分布について

岸本文男・高島　清・加藤甲壬・永井　茂
窪木時雨郎・茅山芳夫・小村幸二郎・大竹重吉

地質調査所月報，Vol. 17, No. 7, p. 391～409, 1966
13 illus., 10 tab.

辰砂として肉眼的・顕微鏡的に確認できる水銀鉱物を伴った金銀石英脈とその周辺における水銀元素の分散異常が，潜頭鉱床探査のためのよい指標となることが明白となったので，次の段階として，水銀鉱物の認められない金銀石英脈とその周辺の水銀分散異常とそれに対応する地質現象を研究したところ，鉱脈，断層と裂カ帯，粘土帯周辺，地層境界に異常があらわれ，その異常範囲と異常値の大きさは，鉱脈部分で最大（平均 0.95 μg/g）であることが判明し，水銀鉱物の有無にかかわらず，金銀石英脈に対する水銀を *path* とする探査は有効という結論に達した。なお，測地学的検討の結果，断層・粘土化・珪化各帯の分布を知る手掛りを得た。

553.41 : 550.84 : 546.49(522.6)

Shibata, K.
Nozawa, T.

K-Ar Ages of Hida Metamorphic Rocks, Amo-Tsunokawa Area and Oki Area, Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報，Vol. 17, No. 7, p. 410～416, 1966
6 illus., 1 tab.

The K-Ar ages on three biotites separated from the Hida metamorphic rocks are 175 and 174 m. y. for the Amo-Tsunokawa area, and 169 m. y. for the Oki area, similar to each other and also to the K-Ar biotite ages of the Hida metamorphic rocks in other localities. Thus, the Oki gneiss is ascertained to belong to the Hida metamorphic belt.

550.93 : 552.4(551.53+551.82)

Shibata, K.
Nozawa, T.

K-Ar Age of the Granodiorite in a Pit of the Amo Mine, Hida Mountains, Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報，Vol. 17, No. 7, p. 417～421, 1966
4 illus., 1 tab.

K-Ar age determination was carried out on a biotite separated from the granodiorite in a pit of the Amo mine, Hida mountains. The age of 167 m. y. is correlated to the middle Jurassic, and it is reasonable to include this granodiorite in the main plutonism of the Hida metamorphic belt.

550.93 : 552.321.3(521.53)

Shibata, K.
Nozawa, T.

K-Ar Age of the Shimonohara Quartzdiorite, Hida Mountains, Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報，Vol. 17, No. 7, p. 422～425, 1966
4 illus., 1 tab.

K-Ar age measurement was carried out on a biotite separated from the quartzdiorite at Shimonohara, Nyukawa-mura, Gifu pref. The age of 86 m. y. is correlated to middle Cretaceous and in good harmony with the geological evidence.

550.93 : 552.321.3(521.53)

Shibata, K.
Nozawa, T.

K-Ar Age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 426～429, 1966
3 illus., 1 tab.

K-Ar age measured on a biotite separated from the Nihonkoku gneiss is 92 million years. The age indicates that the Nihonkoku gneiss may possibly belong to the plutonism which prevailed in the middle Cretaceous age throughout the Northeast Japan.

550.93 : 552.42(41)

Shibata, K.
Nozawa, T.

K-Ar Ages of Granites from Amami-ōshima, Ryukyu, Islands, Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 430～435, 1966
5 illus., 1 tab.

K-Ar age measurements were made on four biotites separated from granites from Amami-ōshima, Ryukyu Islands. The ages range from 49 to 56 m. y. and indicate that the granites were emplaced during the Eocene plutonism.

550.93 : 552.31(522.8)

Kholin, A. I.
Yakubson, K. I.
Nedostup, G. A.
tr. Singū, Y.

岩石の化学組成研究における捕獲γ線および放射化スペクトル測定の応用

A. I. Kholin, K. I. Yakubson & G. A. Nedostup 新宮洋彬訳

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 436～448, 1966
9 illus.

試錐孔中で岩石とくに鉱石の成分を定量するため，中性子の捕獲によるガンマ線のスペクトルおよび中性子放射化によるガンマ線のスペクトルの測定を利用する検層法が研究された。とくに，ニッケル銅鉱床に対する捕獲ガンマ線の利用およびボーキサイト鉱床・ニッケル銅鉱床に対する放射化の利用について実験が行なわれ，複雑なガンマ線スペクトルの解析法が検討され，これらの方法が鉱石の化学組成の問題解決に有効であることが結論された。

543.5.064 : 553.43+553.48 : 550.822

K-Ar Ages of the Nibanbolu Dacite, Northeast Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 425–429, 1966
3 illus., 1 tab.

K-Ar age measured on a biotite separated from the Nibanbolu dacite is 32 million years. The age indicates that the Nibanbolu dacite may possibly belong to the plutonism which prevailed in the middle Tertiary age throughout the Northeast Japan.

550.93:552.321(52)

K-Ar Ages of Granites from Amami-oshima, Ryukyu Islands, Japan

Ken Shibata & Tamotsu Nozawa

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 430–435, 1966
5 illus., 1 tab.

K-Ar age measurements were made on four biotite separated from granites from Amami-oshima, Ryukyu Islands. The ages range from 69 to 76 m.y. and indicate that the granites were produced during the Eocene plutonism.

550.93:552.321(522.8)

A. I. Kholin, K. I. Yakubova & G. A. Nedovenyi

地質調査所月報, Vol. 17, No. 7, p. 436–438, 1966
9 illus.

543.8.064:553.43+553.48:550.822

鉱業技術研究所
昭和
41.10.17
図書室

報　　文

553.41：550.84：546.49 (522.6)

大分県鯛生鉱山金銀鉱脈周辺における水銀の分布について

岸本文男*　高島　清*　加藤甲壬**　永井　茂**
窪木時雨郎**　茅山芳夫**　小村幸二郎*　大竹重吉**

On the Mercury-dispersion Halos of the Environs of Gold-Silver Veins, Taio Mine, Ōita Prefecture

By
Fumio KISHIMOTO, Kiyoshi TAKASHIMA, Kōmi KATŌ, Shigeru NAGAI
Jiurō KUBOKI, Yoshio KAYAMA, Kōjirō KOMURA & Shigekichi ŌTAKE

Abstract

The writers had already reported the regularities of mercury-distribution in the cinnabar bearing gold-silver quartz veins and their environs of the Ōkuchi mine, for developing a new method of ore-prospecting, and concluded that the mercury-dispersion method was useful for the blind ore-prospecting of these veins.

This report includes the results applying this new method to the gold-silver quartz veins without cinnabar and the other mercury-minerals at the Taio mine, Ōita prefecture.

In this mine, the average content of Hg^{2+} is 0.3 μg/g in the underground galleries, and 0.2 μg/g on the ground surfaces. The sharp anomalies of the mercury-distribution correspond to rich veins (the average: 0.95 μg/g Hg^{2+}), 2) poor veins (0.80 μg/g), 3) faults (0.60 μg/g), 4) environs of the argillized zones (0.55 μg/g), and 5) rock boundaries (0.40 μg/g) in the underground galleries, as in the Ōkuchi mine. On the ground surface, the highest and largest anomalies are resulted from some rich veins (No. 9 veins and No. 4 veins), and the relatively higher anomalies are detected on the silicified zones. Some anomalies correspond to the argillized zones.

The writers conclude that the mercury-dispersion halos on the ground surface suggest the existence of blind ores with 150 meters depth in this mine.

1. 緒　　言

著者ら研究グループは，鉱床探査技術の新たな開発を目指して，まず鹿児島県大口鉱山の金銀石英脈とその周辺における水銀の分散と集中に関する規則性を明らかにした[1)2)3)4)]。

周知のように，大口鉱山の金銀石英脈の主たるもの9条のうち，第3号脈の上部鉱石中に辰砂（HgS）の賦存することが確認されている[4)]。このような，辰砂を伴う金銀石英脈とその周辺の水銀の分布に，探査上の指標となる規則性をみいだしたので，次の段階として，辰砂など水銀鉱物の確認されていない金銀石英脈とその周辺における水銀の分布について調査・研究した一応の結果がこの報告である。

調査に当って，高島清・小村幸二郎が地質・鉱床の調査研究と連続試料の採取を担当し，加藤甲壬・永井茂が水銀分析を行ない，窪木時雨郎・茅山芳夫および大竹重吉が測地ならびに測線測量を実施した。

執筆に当っては，地質・鉱床の基本的な部分を高島清が担当し，坑外関係の分析結果の概括を加藤甲壬が行ない，測地関係の部分を窪木時雨郎・茅山芳夫が共同執筆した。なお，全体のまとめは，高島清が海外出張によって長期間の不在のため，岸本文男が代って担当し，部分的な補足・加筆もあわせ行なった。

* 鉱床部
** 技術部

2. 地質の概要

鯛生鉱山周辺には，古生代三郡変成岩類に属するものと考えられる結晶片岩と，中生代の迸入によるものと考えられる黒雲母花崗岩を基盤として，第三紀～第四紀火山岩類が広範囲にわたって分布している。

これらの火山岩類中の古期のものは，プロピライト化して，この地域一帯に広く分布し，しかも鉱床のおもな母岩となっている。この種の古期火山岩類よりも後期の台地性熔岩として，角閃安山岩・両輝石安山岩などの噴出が認められる。

また，鉱山付近の一部，津江川流域に沿っては，洪積砂礫層堆積後の阿蘇熔岩，すなわち，熔結凝灰岩が段丘状または断崖をなして分布している。

この地域の基盤岩類の1つである結晶片岩は，この地域では分布が狭く，わずかに梅地鍛付近に露出する以外には露出していない。そこでは，緩傾斜の断層によって上位のプロピライトと接し，東部のプロピライトの下部に向かって拡がっていると考えられるが，現在稼行されている鯛生鉱山坑内の 11 坑準まではすべてプロピライトからなることから考えると，鯛生鉱山含金銀石英脈の母岩であるプロピライトは，その鉱脈胚胎部付近では，相当の厚さ（+350m）をもっているようである。

結晶片岩の片理の方向は，一般に NS～N 30°E，40～60°E である。

黒雲母花崗岩は宮園付近に岩株状に分布するが，本岩体は熊本県側に広く分布する黒雲母花崗岩と同様な岩質であるため，一応その黒雲母花崗岩から分体したものと考えている。

以上の地質を時代的に分類すると，次のようになる。

第四紀	冲積世	冲積層（砂礫粘土層）
	洪積世	阿蘇熔岩（熔結凝灰岩）
第三紀	鮮新世	角閃石安山岩＼ 両輝石安山岩／台地性熔岩 安山岩質角礫熔岩 ＜鉱化作用＞
	鮮～中新世	プロピライト
中生代	白亜紀	黒雲母花崗岩
古生代		結晶片岩（三郡変成岩類）

次に，鉱化作用の影響のために，各種の変質作用がプロピライトに与えられており，その結果，複雑な様相を呈する岩石が鉱床の母岩として坑内の諸所に認められる。

本鉱山では，この種の複雑な岩石を見かけ上の違いから次のように分類し，その分類にしたがって坑内地質図を作製している。必ずしもこの分類法が適当というわけではないが，その分類基準を示すと，次のとおりである。

プロピライトA‥‥角礫，亜角礫および円礫を有するもの

プロピライトBr‥‥上記に類似するが，礫の破砕度が高く，礫として考えにくいもの

プロピライトB‥‥黒色～暗黒色緻密のもので，大口鉱山における「クロタケ」と俗称されているものに相当する

プロピライトG‥‥いわゆるプロピライトの典型と考えられる緑色岩石

鉱山側では，以上の分類の中に粘土化・珪化などの小区分を加えた地質図を作製しているが，これらを検討することにより，鉱化作用のあり方，変質の過程などの興味深い問題を追求することが可能であり，鉱床探査のための資料として有益である。

著者らは，坑内外のデータを整理するに当り，岩石の分類のために鉱山側のものと同じ分類法を用いた。

3. 鉱床の概要

鉱床は第三紀（鮮～中新世）のプロピライト中に胚胎する浅熱水性裂カ充塡型含金銀石英・方解石脈とその周辺の珪化部分（珪化鉱）からなる。

鉱脈の大部分は，プロピライト中の潜頭性鉱脈で，一部の露頭も弱い粘土化と褐鉄鉱化の「焼け」が認められる程度のものにすぎない。

鉱脈の走向は，地形的にみて，一般に構造谷の方向と一致し，別項に述べる地形と鉱床との関係においても，明瞭に表現されている。

鉱脈を形成する鉱石には，見かけ上，次の3種がある。

塊状鉱（O. M. と略称されている）

一般的に石英・方解石・氷長石の緻密な塊を示し，部分的に縞状鉱を伴う。

網掛鉱（O. N.）

母岩中に網状細脈の石英脈が，あたかも，網をかけたように賦存するもの。

珪化鉱（O. S.）

母岩が著しく珪化され，母岩の原組織もほとんど消えているもの。

鉱脈の数は，鯛生鉱山の鉱区内に貧富あわせ 20 条以上も分布しているが，最近までの調査で確認ずみの富鉱脈は第1号脈から第9号脈にいたる9条であり，うち，過去・現在にわたって，とくに盛大に稼行されたものが第3号脈および第4号脈である（第1図）。

鉱床は次の3系統の鉱脈群からなり，全体としてサイ

第1図a　位置図

モイド・ループ状[5]の連鎖となって発達している。

1) N40～80°E
2) EW
3) N50～80°W

上記の鉱脈群の傾斜方向は，いずれも北落しを示している。

主要な鉱脈の規模は，次のとおりである。

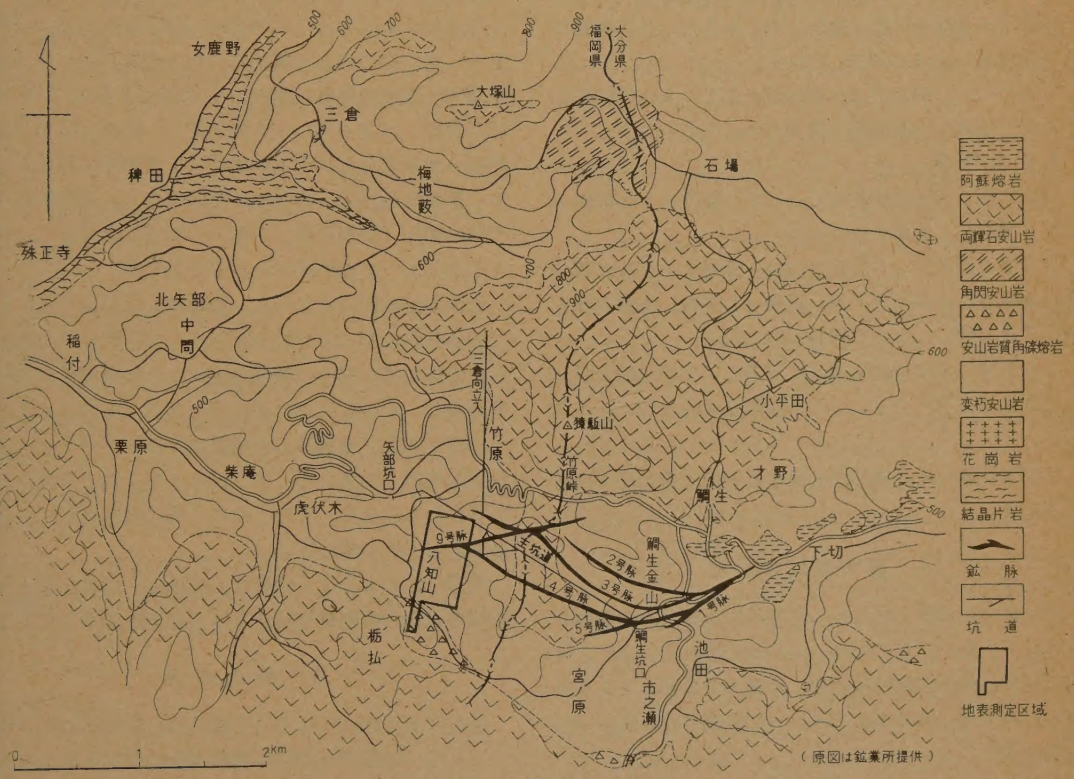
	走向	傾斜	脈幅 (m)	延長 (m)	深度 (m)
2号脈	N50°W	70°N	1.0～ 3.0	1,200	350
3号脈	N80°E～50°W	80°N	0.01～ 5.0	2,400	450
4号脈	N70°E～60°W	70°N	2.0～15.0	2,000	450
5号脈	N40°E～80°W	75°N	1.0～ 4.0	800	400

以下，2・3・4・5および9号の各鉱脈の産状を報告する。

3.1 2号脈

西部では西3号脈となり，ほぼ東西方向に偏向して9号脈と合し，東部においては3号脈と合流する石英方解石脈である。

走向方向の延長も，傾斜方向の延長も大きく，平均鏑幅2mにも達しているが，著しい富鉱部は発見されず，3号および4号脈に比較して，その探鉱ならびに採鉱は遅れている。



第1図b　鯛生鉱山地質鉱床ならびに地表測定区位置図

3.2 3号脈

2号脈の南側にほぼ平行して賦存しているが，西部にお

いては西2号脈に合流，東部では2号脈と合流している。

石英質で，膨縮の著しい鉱脈であり，膨大部はその上盤と下盤に網掛鉱を伴うため，幅5m以上に達する部分がある一方で，狭小部は幅 1cm以 下となり，膨大部間をほそぼそと連絡している。

含金品位はこの膨大部で高くなり，東部と中部および西部に各大富鉱部（3号脈3大富鉱部）が賦存し，その位置に，それぞれ第 1・第 2・第3の各立坑が開かれ，採掘されている。

3.3 4 号 脈

一般に，方解石を多量に伴う石英脈で，脈幅の変化は3号脈に較べて小さい。しかし，両盤の珪化や網掛状構造の認められることは3号脈の場合と同様である。

西部で西2号脈と合流する付近，すなわち，第4立坑付近では膨大し，3～4m 前後の鉱脈の上下盤に網掛状部分が発達し，もっとも厚い部分では，厚さ約 15m に達していたと推定できる大きな採掘跡がみられる。

3.4 5 号 脈

西部で4号脈と分岐・連続することから，その脈勢は4号脈東部のものに類似している。

平均して，方解石に富む網状脈であり，N80°W 系，80～90° 南落しの断層系の発達がみとめられる。

3.5 9 号 脈

従来の西3号脈の大部分のもので，現在はその脈勢から9号脈として区別されている。

3号脈の西部で，3号脈と分岐・連続するために同一脈にも扱うことができるが，脈勢としては，方解石脈を伴うことの著しいという特長がみられる。

この鉱脈は7坑道地並以下に発達し，上部は粘土脈化した劣勢な鉱脈となり，しかも明瞭な露頭は認められない。

上記7坑道では，4号脈と接する付近に富鉱部を形成している。

4. 裂カ系について

鯛生鉱山の鉱脈を図上から巨視的にみると，1種のサイモイド・ループ式のパターンが認められる。また，坑内で認められる細脈の組合せ，富鉱部の分布，そのあり方からみても，サイモイド・ループを裏づける数多くの資料が得られる。

この地域の鉱脈および断層，裂カを含む裂カ系を大別すると，

1) N60°W
2) EW
3) N40°E
4) NS

の4種である。

上記中，NS 系を除けば，すべて鉱脈の胚胎するのが認められ，この裂カ系の形成が鉱化作用の際に鉱脈生成の場となったことは明白である。

現在，坑内外に認められる断層・裂カのうち，断層についていえば，鉱床の上盤側にみられる走向断層がきわめて多い。

これらの走向断層は，鉱化作用前に形成されたものと，鉱化作用後のものとがあり，それぞれ1回だけのものではない。

上記の 1)，2)，3) の断層および裂カは，いずれも鉱床形成の場となった鉱化作用前のものであり，しかも走向断層（鉱化作用後）を伴っている。これらのことから考えると，鉱化作用の前後における裂カの生成機構は，いずれの場のものでも，ほぼ同様なものといえる。したがって，後述する水銀元素の分散・集中にあらわれた断層や裂カのそれぞれの差の因の1つは，鉱化作用の前後関係にもある。

以上のうちで，とくに優勢な EW 系裂カおよび断層とその他の裂カ系との関係について考えると，この EW 系裂カ・断層の運動（異なった位置にある各 EW 系の相互運動）によって，その間に偶力が働き，菱形の副生的裂カが形成され，それが成長して連鎖状に連続してくる。鯛生鉱山では，水平的にだけでなく，垂直的にもこの種の傾向（発展段階）が認められる。かくして，サイモイド・ループが形成されたのであろう。

鉱床の富鉱部にみられる「網掛け」は鉱脈部分に沿って認められるが，これは，上記のループに囲まれた部分，とくに脈に近い部分に微細な菱形または偏菱形の割れ目を形成し，そこに鉱化作用が行なわれたものであろう。

このような「網掛け」の規模は，ループの大小，鉱化作用の規模・性質などにより，ループ全体に形成されていることもあるし，また，その一部に限定されていることもあって，一様ではない。

通常，このような「網掛け」部分は，珪化，粘土化，炭酸塩化などの変質作用をうけた母岩に漸移している。

5. 鉱 化 作 用

鉱化作用が数回にわたって繰り返し行なわれたであろうことは，鉱脈の性状から推察できるが，明瞭な資料は得ていない。

ただ，多くの鉱脈，とくに方解石に富む2号脈・9号脈などの鉱脈が，現在，鉱脈上盤側に認められる断層に平行して沈殿していること，その走向断層の方向の鉱脈の規模がその走向断層に支配されていること，および3号脈のように，「網掛け鉱」の多い鉱脈には方解石の共

生が少ないこと，などから考えると，含金量の多い鉱液（鉱石中の脈石が石英と方解石のほかに氷長石にも富んでいる場合，一般に，その部分で含金品位は上昇している）によって最初の時期のサイモイド・ループ構造の鉱脈が形成され，そして，珪化などの変質作用が行なわれたために，鉱液の浸入が停滞した後，2次的な裂カ・断層が EW 系裂カ注1）の方向に発達し，その裂カに対して，方解石成分に富む鉱液の流入があり，上記のような鉱床を形成したものと推定される。

すなわち，高品位の含金銀量をもつ鉱液は，方解石の沈殿より前の時期におけるサイモイド・ループの鉱脈の原構造を埋めつつ，鉱化作用が進行したものと考えられる。

1・2・4・5 および 9 号の各鉱脈に認められる原構造は，後期の方解石-石英脈の貫入によって破砕・寸断されているが，その品位分布からサイモイド・ループ自身の原構造の推定は可能であろう。

鉱化作用に関係のある変質作用として明らかなものは，珪化，炭酸塩化，粘土化などの各作用である注2）。鯛生鉱業所の研究結果によると，粘土化帯の粘土鉱物の主要な部分は結晶度の低いハロイサイトを主としている。このことから考えると，鉱床は低温下に生成したものと推知できる。

鉱石は，主として石英中に含まれる金銀鉱物を対象とし，とくに高品位鉱では，「銀黒」が縞状，斑状ないし点状に認められる。

金はエレクトラムとして存在し，方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄鉄鉱・黄銅鉱および輝銀鉱などの銀の硫化鉱物，そして雑銀鉱・硫塩鉱物を伴っている。辰砂などの水銀鉱物は，鉱石の肉眼ならびに顕微鏡観察でも，鉱石中の重鉱物分離濃集物に対する顕微鏡観察でも，確認されていない。

脈石としては，石英・方解石のほか，緑泥石・氷長石があり，また一部には少量の赤鉄鉱や菱マンガン鉱が伴われている。

現在までに調査・研究した結果および鉱山側の資料から考察すると，「銀黒」を伴うような高品位鉱には，どちらかといえば緑泥石および氷長石が多く共生し，銀鉱物に富む部分には，菱マンガン鉱が比較的多く伴われる傾向がみられる。

6. 水銀（Hg^{2+}）の分布状態

水銀（Hg^{2+}）の分布状態注3）を明らかにするための調査研究は，坑内と坑外の両方の場合を対象にして行なった。

坑内では，鉱脈になるべく直交する方向の坑道を選び，鉱脈を起点として，坑壁より岩石の連続サンプリング（目の高さ，通洞坑で 50 m 間隔，その他 5 m 間隔，点サンプリング）を行なうと同時に，地質現象の詳細な記録を行なった。そして，この坑内における水銀の分布状態を把握することは，坑外における Hg^{2+} の分布状態を解析する基礎となるものとして重視した。

その際の地質現象の記録は，天盤投影とサンプリングする坑壁の投影とを同時に行なう方法をとり，分析法はすでに発表[3]した方法（マスキング比色法）を用いたが，とくに銀のマスキングに注意するとともに，銀の微量比色法を併用した場合もある。

以下，坑内における水銀元素の分散状態について報告する。

6.1 坑内の水銀（Hg^{2+}）分布

調査対象とした坑道は，大通洞坑その他計 19 坑道，延べ 5,480 m であり，採取し，分析に供した試料は合計 694 個である。

分析結果によれば，この坑内試料 1 個当り総平均 Hg^{2+} 含有量は 0.3 μg/g で，クラーク数（地殻クラーク数）0.05[7] の 6 倍に相当している。通洞坑など鉱脈の存在していない坑道の分析試料を除いた，324 個の分析試料 1 個当り平均 Hg^{2+} 含有量は 0.4 μg/g で，この試料と同じような採取法および取扱いによる大口鉱山の試料分析結果の示す 1 個当り平均 Hg^{2+} 含有量 1.1 μg/g（試料数 110 個，3 号脈）に比較すると，その約 1/3 である。

周知のように，大口鉱山の 3 号脈には肉眼的にも明瞭な辰砂が存在しているが，鯛生鉱山の各鉱脈からは，まったく辰砂などの水銀鉱物の確認されたことがない。この肉眼的ないし顕微鏡的に，辰砂などの水銀鉱物が認められるか否かの差を反映しているのが，上記の 0.4 μg/g と 1.1 μg/g という数値にあらわれた相対的な関係と思われる。ちなみに，大口鉱山で辰砂など水銀鉱物の認められない 7 号脈・8 号脈および 9 号脈の周辺の場合には，1 個当り平均 Hg^{2+} 含有量 0.5 μg/g（試料数 177）で，鯛生鉱山の場合に近い値を示している。逆に，かつて辰砂を確認することができたと伝えられる大口鉱山 1 号脈の場合は，採取試料 211 個の 1 個当り平均 Hg^{2+} 含有量 1.2 μg/g なる値を示すので，その 1 号脈に肉眼的

注1）前記走向断層方向の鉱脈としては，EW 系のものが多い。

注2）プロピライトに関して，鉱化作用に関連づけたプロピライト化作用の考え方も，グループで検討したが，はっきりとした証拠がないので，このことは触れない。

注3）正確にいえば，水銀の元素としての分散と集中の状態である。表現を簡明にするために，水銀の分布状態として一括しておく。

ないし顕微鏡的な辰砂が賦存しているか，あるいは賦存していたことは確実視できるであろう。以上のことは，ソ連の地球化学者が証明しているように[6]，Hg^{2+} の賦存型式が主として辰砂によることを傍証していることにもなる。

なお，肉眼的にはもちろんのこと，顕微鏡的にも辰砂が認められない鯛生鉱山の金銀石英脈の場合でも，ごく微粒の辰砂の形で水銀が存在する可能性が大きい。しかし筆者らは，まだ確証するに及んでいない。

以下，坑内にみられる地質現象と水銀の分布との関係について述べる。

先に述べた坑内における水銀分析試料総計694個のうち，通洞坑など鉱脈の存在していない坑道の分析試料370個の1個当り平均 Hg^{2+} 含有量 0.2 μg/g[注4)] を目途として，その2倍量 0.4 μg/g 以上を異常値とした。

そこで，坑内における 0.4 μg/g 以上の異常点の数，その異常点が2点以上連続する場合の点数および単独に存在する異常点の数，それらに対応する地質現象とをまとめれば，第1表のようになる（試料総数 694 個）。

以上の数値を異常点総数136に対する百分率として表わすと，第2表のようになる。

これらの表から，坑内における水銀元素の分散異常について，次のように考えることができる。

a) 鯛生鉱山のような，辰砂などの水銀鉱物が肉眼的にも顕微鏡的にも認められていない金銀石英脈とその周辺においても，大口鉱山のような辰砂が肉眼的に確認されている金銀石英脈ならびにその周辺における Hg^{2+} の分散異常[注5)]とは，同様の傾向が認められる。すなわち，全異常点の約半数（もっとも大きな割合を示す部分）が富鉱脈の影響であり，貧鉱脈の影響も無視できない割合を示しているほか，断層・裂カ，粘土帯周辺，岩層の境界部分にも Hg^{2+} の分散異常があらわれていることも，また大口鉱山にみられたと同じ傾向である。

b) 単独ないし2点連続異常などの連続異常点の示す

第 1 表

	鉱脈およびその周辺 15m		鉱脈以外			不明	合計
	富鉱脈	貧鉱脈	断層・裂カ	粘土帯周辺	岩層境界		
単独異常点数	23	25	7	4	3	4	66
2点連続異常点数	18	10	2	4	2	2	38
3点連続異常点数	12	6	—	—	—	—	18
4点連続異常点数	14	—	—	—	—	—	14
異常点総数	67	41	9	8	5	6	136
	108		28				136
非異常箇所数	3	11	2	2	4	—	22

第 2 表

	鉱脈およびその周辺 15m内		鉱脈以外			不明 (%)	合計 (%)
	富鉱脈 (%)	貧鉱脈 (%)	断層・裂カ (%)	粘土帯周辺 (%)	岩層境界 (%)		
単独異常点	16.9	18.4	5.1	2.9	2.3	2.9	48.5
2点連続異常点	13.3	7.3	1.5	2.9	1.5	1.5	28.0
3点連続異常点	8.8	4.4	—	—	—	—	13.2
4点連続異常点	10.3	—	—	—	—	—	10.3
異常点総計	49.3	30.1	6.6	5.8	3.8	4.4	100
	79.4		20.6				100

注4) 断層・裂カや地層境界に現出する水銀分布異常の影響を含んだ数値であって，厳密な意味でのバックグラウンドではない。従来のヒストグラムによって異常値基準を求めた結果と，ここで採用する異常の基準とは，よく一致するようである。

注5) 分布する水銀（Hg^{2+}）の状態が，平均的に一定せず，異常値基準以上の値を示す現象を「分散異常」という名称に統一した。加えて，以下，水銀の分布状態が変化していることを，「分散変化」と称する。いずれも英語でいう dispersion に由来する。

数字は，異常点が単独にあらわれる場合よりも，連続してあらわれる場合（それも，2点連続異常よりも3点連続，3点連続よりも4点連続異常と多く連続して異常がみられる場合）の方が，より正確に富鉱脈の存在と結びつく傾向がみられる。すなわち，単独異常点の場合は，全単独異常点 66 のうち 23 点（35％），2点連続異常点の場合は 47％，3点連続異常点の場合は 67％，4点以上連続する異常（4点連続1カ所，5点連続2カ所）の場合は 100％，富鉱脈の存在を示している。

次に，非異常箇所数（鉱脈およびその周辺 15m 以内，断層や裂カ，粘土帯周辺，岩層の境界にありながら，異常が認められない箇所の数）の問題であるが，これを統計的にみると，異常箇所数 94 カ所（単独異常の箇所数 66，2点連続異常箇所数 19，3点連続異常箇所数 6，4点以上連続異常箇所数 3）と非異常個所数 22 カ所との総計に対するそれぞれの割合は，第3表[注6]のとおりである。

この表の示すところによると，

a） 鯛生鉱山の坑内にみられる諸地質現象のうち，Hg^{2+} の分散異常をもたらす4種の現象（鉱脈・断層裂カ・粘土帯境界・岩層境界）が実際に Hg^{2+} の分散異常を示す確率を約 80％とみなすことができる。これらの分散異常をもたらす諸現象のうち，鉱脈そのものの存在による分散異常のあらわれている確率は 60％を超えている。前者の確率は，辰砂の確認されている大口鉱山の場合と較べ，基本的に同様な数値であるが，後者はやや低い。とはいえ，Hg^{2+} の分散変化が本鉱山における探査の指針として用いることのできることを示す数値である。

b） ただし，富鉱脈の賦存による Hg^{2+} の分散異常の確認された箇所数の割合が約 34％，すなわち全異常箇所数と全非異常箇所数の約 1/3 であり，貧鉱脈の賦存による Hg^{2+} の分散異常箇所数とほぼ同じ確率（27.6％）を示す点に，今後解決しなくてはならない実際的な課題があると思われる。この第3表から一応の傾向としていえることは，異常箇所が1点だけで現われる場合よりも，連続点で現われる場合の方が，富鉱脈の賦存する確率は高いということである。これが地表で検討する場合には，異常域の範囲が広いほど，富鉱脈の潜在する確率が高いということになる。

さて，次は絶対値の取扱いである。そこで，異常値の基準とした 0.4 μg/g 以上の Hg^{2+} 含有量を有する試料 136 個の対応地質現象別平均含有量を求めると，第4表のようになった。

この表でみられるように，鉱脈が賦存することによって現われる平均 Hg^{2+} 含有値は，そのほかの原因に基づく場合よりも高い値を示す傾向があり，鉱脈による影響も，富鉱脈の場合の方が貧鉱脈の場合よりいくらか高く現われる傾向がある。これを地上の場合にあてはめると，前述のように異常域がより広く現われる部分であると同時に，異常値のより高い域を有する場合が，富鉱脈の潜在する可能性のより一層大きいことを示すことになる。

第 3 表

	鉱脈およびその周辺 15 m		鉱脈以外			不明 (%)	合計 (%)
	富鉱脈 (%)	貧鉱脈 (%)	断層・裂カ (%)	粘土帯周辺 (%)	岩層境界 (%)		
単独異常点箇所	19.8	21.5	6.1	3.5	2.6	3.5	57.0
2点連続異常点箇所	7.8	4.4	0.8	1.7	0.8	0.8	16.3
3点連続異常点箇所	3.5	1.7	—	—	—	—	5.2
4点以上連続異常点箇所	2.6	—	—	—	—	—	2.6
非異常箇所	2.6	9.4	1.7	1.7	3.5		18.9
計	36.3	37.0	8.6	6.9	6.9	4.3	100
	73.3		26.7				100

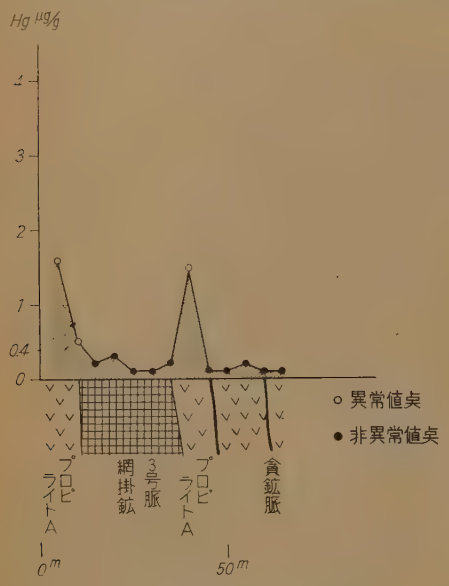
第 4 表

	鉱脈およびその周辺 15m 内		鉱脈以外			不明	総平均
	富鉱脈	貧鉱脈	断層・裂カ	粘土帯周辺	岩層境界		
1個当り平均 Hg^{2+} 含有値 (μg/g)	0.95	0.80	0.60	0.55	0.40	0.60	0.80

注6） 箇所数としての割合を示す。第1，2表のいう点数ではない。

以下，いくつかの代表的な例をあげて，その実際を説明する。

第2図は，3 号脈中段坑にみられる鉱脈両盤の Hg^{2+} 分布状態を示している。その中での分散異常の状態は，鉱脈周辺における Hg^{2+} 分布の典型的な形であり，第2図左側にあらわれている分散異常が，2点連続異常と呼んだ1つの例でもある。鉱脈そのものの中では，両盤よりも低い分布値を示す場合が比較的多いが，この図の場合もそれに相当する（肉眼的に確認できる辰砂を伴う鉱脈の場合は，一般に，鉱脈そのものの部分でもっとも高くあらわれ易い。しかし，肉眼的・顕微鏡的に辰砂の認められない金銀石英脈の場合は，一般に，両盤近辺よりも低く現われている）。

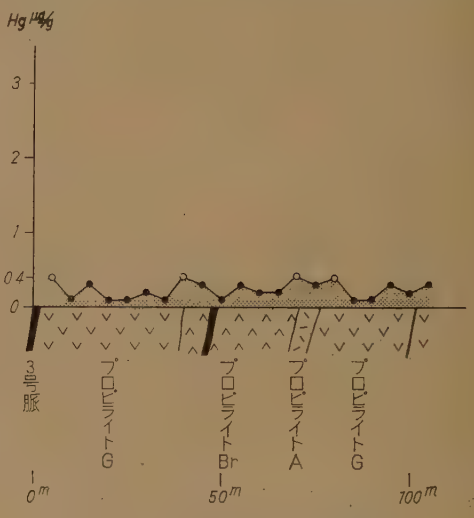


第 2 図　3 号脈中段坑 Hg^{2+} 分散変化図

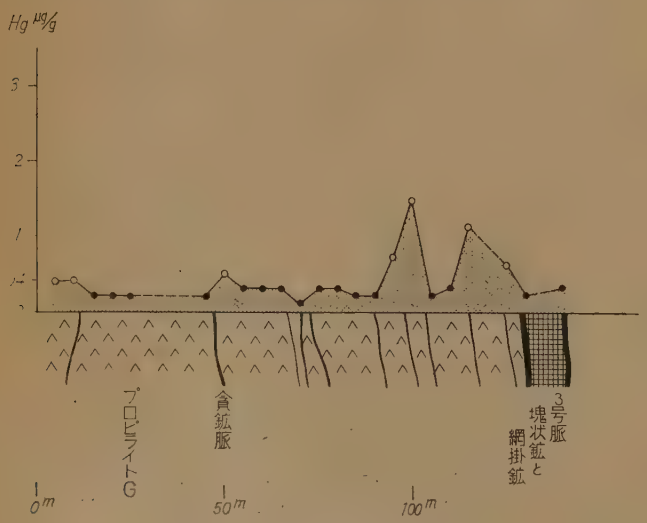
第3図は，3号脈5坑道の次記第4図の部分に近い立入におけるデータである。

母岩はすべてプロピライト G で，3号脈に関連した2点連続異常点が認められるだけでなく，貪鉱脈に関連した2点連続異常点2カ所と稼行脈による単独異常点も現われている。一方，貪鉱脈が相当数賦存しているにもかかわらず，分散異常の認められない部分も存在する。その原因を明らかにするまでに至ってないが，この図はその非異常の1つの典型例である。

第4図は，以上とは別の3号脈5坑道に分布する岩層の，その境界にみられる Hg^{2+} の分散異常の図である。



第 4 図　3 号脈 5 坑道 B, Hg^{2+} 分散変化図

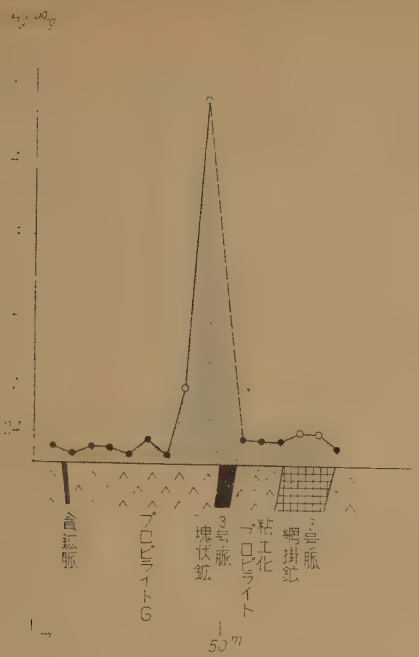


第 3 図　3 号脈 5 坑道 A, Hg^{2+} 分散変化図

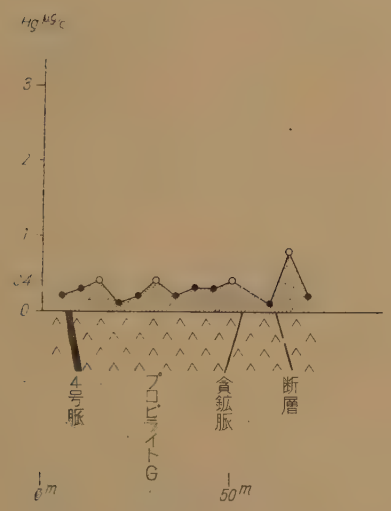
いずれもプロピライトであるが，プロピライト G と Br, G と A の境界などに，比較的低いけれども，単独異常点が認められる。

第5図によると，3号脈の上盤側にきわめて高い異常値をもった2点連続異常の存在が目につくが，その下盤の粘土帯に入ると，Hg^{2+} の含有値は急激に低下し，その下盤のプロピライトになると，比較的低いながらも異常値を示してくる。これが粘土帯と Hg^{2+} 分布との関係をあらわす1例である。

第6図は，断層と Hg^{2+} 分布との関係を示す1例である。この4号脈 11 坑の1立入坑の場合，4号脈に関連ある単独異常点と1貪鉱脈による単独異常点のほかに，原因不明の単独異常点と，そして，断層（下盤側は緻密な白色粘土帯で，上記貪鉱脈に接する）によ



第 5 図　3 号脈 4 坑道 W_4, Hg^{2+} 分散変化図



第 6 図　4 号脈 11 坑道 Hg^{2+} 分散変化図

ると思われる単独異常点がある。

見掛け上，鉱石を塊状鉱・網掛け鉱・珪化鉱と呼ばれる 3 種のものに分類されていることは，すでに説明したところである。また鉱化作用が少なくとも 2 回にわたって繰返されていることにも触れた。これらの現象と Hg^{2+} の分散変化との関係は，判然としない。今後引続き追究する予定である。

6.2　坑外の水銀（Hg^{2+}）分布

坑外の調査区域は，9 号脈，4 号脈などの西側鏑先に当る矢部坑口側（第 1 図）である。

この地域はすべてプロピライトで構成され，明瞭な各鉱脈の露頭は認められず，ただ調査区域の中央部に白色石英質の転石が少量散在するのみである。

鉱脈の走向がほぼ EW を示していることからみて，これらの鉱脈が調査区域内に潜頭的に存在した場合，鉱脈の形成に起因する Hg^{2+} の分散異常帯がほぼ EW 方向に表現されることを考慮し，調査区域は大略 EW に 250 m，NS に 500 m とし，さらに，平行鉱脈の賦存する可能性を知るために，0～2 の 3 測線を各 200 m 延長して補足測線とした。

これらの測線間隔は 20 m，測点間隔は 10 m とし，第 7 図に示すように，一部の試料採取不能部分（水田[注7]など）を除いて，746 個の岩石・土壌の試料を採取したが，その試料採取法としては従前通りの方法[8]を採用し，加藤ならびに永井が実際の採取作業を指導した。

第 7 図は，その結果のまとめである。

すでに述べたように，坑内において把握することのできた水銀（Hg^{2+}）分布状態の特徴に基づいて，坑外地表部分に対して行なった調査の結果が示す特徴を，次のように指摘することができる。

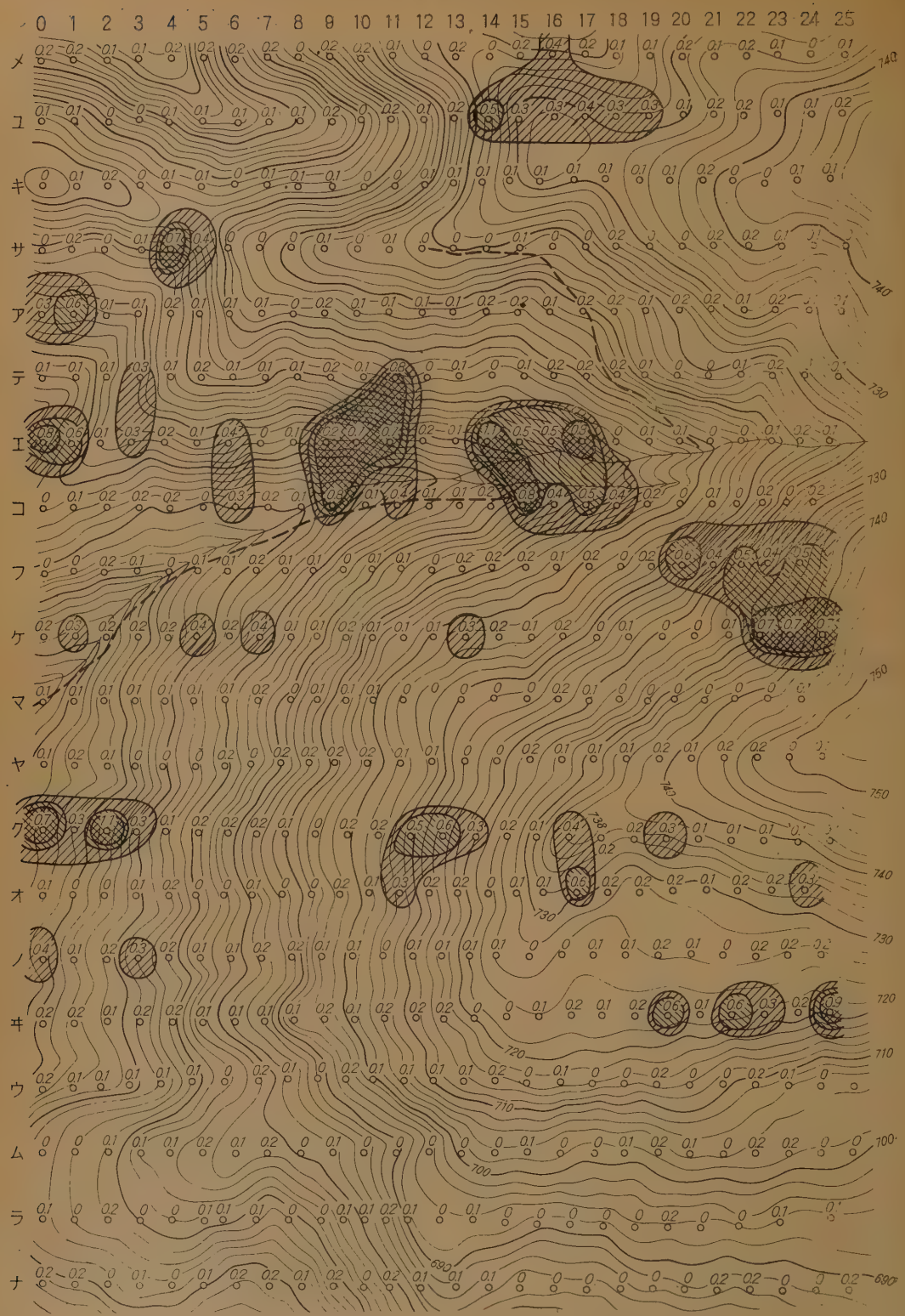
すなわち，断続的ではあるが，水銀の分散異常帯として，前述の予測した 9 号脈および 4 号脈の延長線（推定露頭線）上に，一定方向をもって現われた異常部分が確認できる。そのおもな集中群は，次のとおりである。

1)　0～1 測線ア・エ測点の 0.6 μg/g および 0.8 μg/g，測線 9～11，測点テ～コの 0.7～1.2 μg/g の異常値，さらに 14～17 測線エ～コ測点の 0.5～1.1 μg/g，20～25 測線フ～ケ測点の 0.4～0.7 μg/g の異常値の部分が，断続して，東部で南に偏向するほぼ EW の方向性を示すとともに，位置としても，まさに 9 号脈の推定延長線上にある。

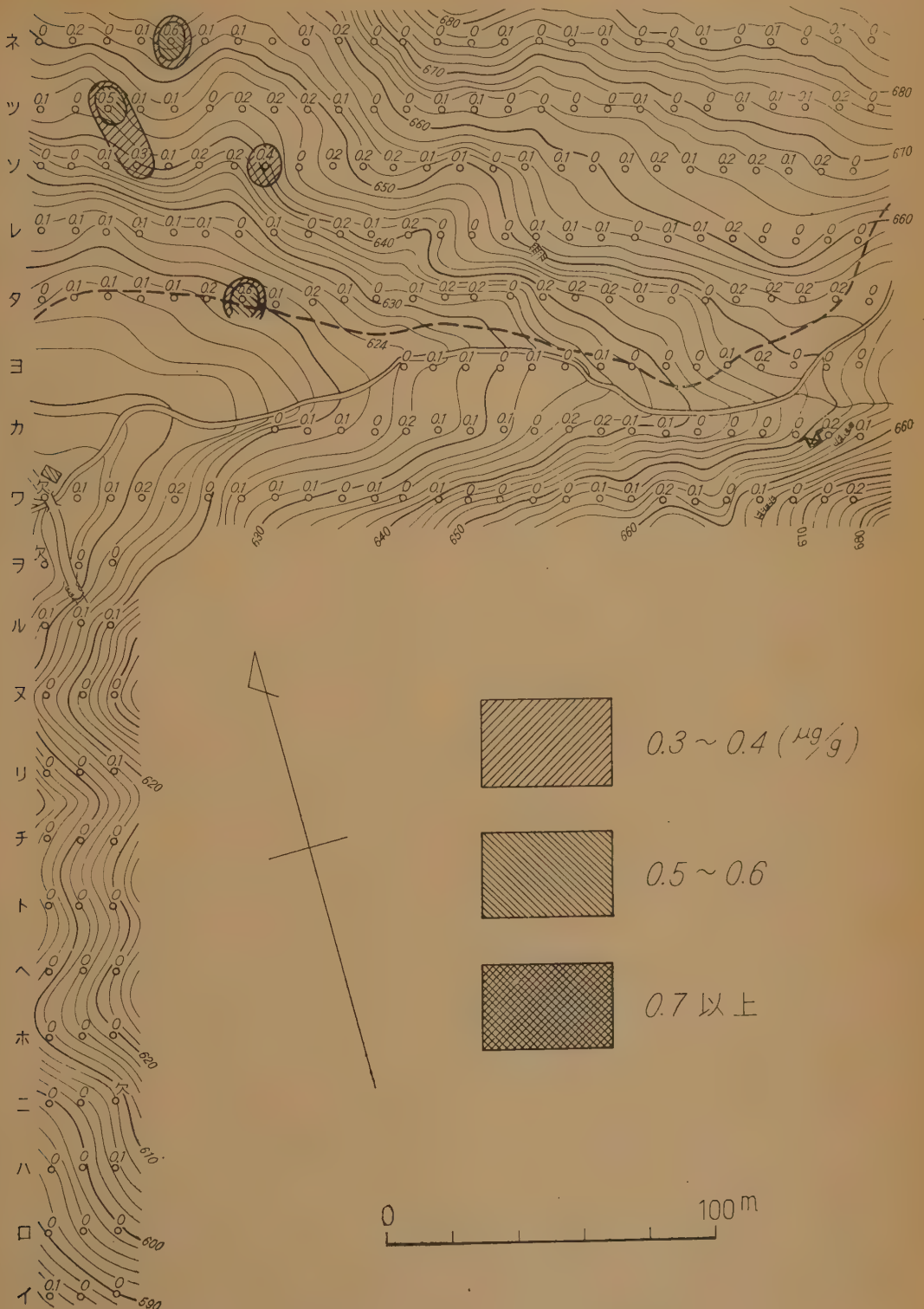
加えて，上記区域の 25-エから 0-マにいたる小沢の中央部（9 測線コ測点）付近の沢の中に少量の石英転石が認められること，調査範囲内でもっとも広い異常域であると同時に，0.7 μg/g 以上という高い異常値の測点がもっとも集中していること，ならびに，かつてこの沢の中に露頭が認められたという情報のあることを総合すると，この異常帯が 9 号脈延長部によるものであり，富鉱脈の存在を教えるものと推定できる。

2)　測線 0～2，測点クにおける 0.7 μg/g～1.1 μg/g の異常群を中心に，12～13 測線ク～オ測点と 18-オの

注7)　水田は水銀農薬を使用した可能性が強いため，水田表層を試料とすることはできない。しかし，水田の下部の，とくに岩盤そのものを採取できる簡便な，水田をあまり損壊しない方法さえ考察されれば，解決できる道は開けるはずである。


0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25
メ
ユ
キ
サ
ア
テ
エ
コ
フ
ケ
マ
ヤ
ク
オ
ノ
キ
ウ
ム
ラ
ナ
740
730
750
720
710
700
690

第7図　大分県鯛生鉱山



水銀分布図

0.6 μg/g, 20-ヰと 22-ヰの 0.6 μg/g, 25-ヰの 0.9 μg/g などの異常群が断続して, 4 号脈推定露頭線上に配列している。これら異常群の拡がりと異常値は, 上述の 9 号脈推定露頭線上に分布する異常群の拡がりと異常値に次ぐ規模のもので, 既知 4 号脈の延長部に位置する未知潜頭鉱脈の影響による分散異常と考えることができる。

3) 測線 14～19, 測点メ～ユ付近にみられる 0.3[注8]～0.5 μg/g の異常群については, 主として 2 つの原因が考えられる。まずその第 1 は, 変質帯の影響である。

すなわち, この地域の北部に矢部—鯛生にいたる断層性構造谷が発達し, それに沿って粘土化帯が分布している。それを構成する粘土鉱物は, 絹雲母とモンモリロナイトを主とし, 多少の緑泥石を含むものである。上記の異常群の分布位置は, この種の粘土化帯とプロピライトとの漸移帯に相当し, その異常群の拡がりと異常値の規模は比較的小さい。したがって, 坑内の項で明らかにしたように, 上記の異常群を, 粘土帯の周辺にみられる水銀元素の集中に相当するものと考えることができる。

もう 1 つの推定は, NE 系潜頭鉱脈による異常群の影響である。この考え方は, 上記の異常群と 4-サおよび 1-アの異常とを結びつけて考えることによって, 成立する。坑内で確認されているように, 4 号脈・9 号脈の北側には数条の NE 系潜頭鉱脈が賦存しているが, もしこれらの NE 系鉱脈に平行する未確認鉱脈がこれら異常群の位置に賦存しているとすれば, その影響として考えることも可能である。

ただし, 後者の考え方の問題点は, 1 点だけの異常点を機械的に結び合せることの評価にある。すでに坑内で得たデータのまとめの中で明らかにしたように, 1 つの傾向として, 異常域が広く, かつ異常値がより高い場合が鉱脈の影響のあらわれであった。その点が, この問題の評価を定めるものと考える。したがって, 粘土帯の影響による水銀の分散異常とみなすべきであろう。

4) 南部の 2-ツ, 4-ネ, 7-ソ, 6-タなどの異常 (0.4～0.6 μg/g) も, 一見, 11 号脈および 12 号脈などの分岐脈によるものとみえるが, いずれも孤立した異常点の機械的な結び合せであるから, 異常群としての取扱いはできない。このような場合には, 測点間の中間に補助測点を設定し, 異常群としての取扱いのできるデータか否かを追究する必要があった。とくに, この 4) 項にあげる部分は, その南側にほぼ EW 方向の沢線があるうえ, 23-カ付近に旧坑が存在することからみて, 上記鉱化帯による影響の可能性のある重要な部分ともいえるので, 補助測点を設定しなければならなかったと思う。

5) 測線 0～2, 測点ヲ～イにわたって行なった調査では, 異常群が認められなかった。

したがって, この地区についていえば, 鉱化作用や変質作用が弱いためにその影響が現われず, 断層や裂カの発達が弱く, かつ母岩 (岩層) の変化もみられない部分と考えることができ, 少なくとも鉱化帯から地域的に離れていると推定できる。

注8) 坑内の場合には 0.4 μg/g 以上を異常値とみなしたが, 坑外地表部では, 大口鉱山における経験から異常限界を下げて, 0.3 μg/g 以上とした。これは, 坑内岩石と坑外土壌中の分散量の比, 1:0.6 という大口鉱山の場合の数値を適用したものである。

7. Hg^{2+} の源について

Hg^{2+} の直接的な源が何であるかは, 鯛生鉱山の場合, いまだ明らかでない。しかしながら, 大口鉱山の場合にそれが辰砂の形をとっていることは, 少なくとも確認できた。辰砂以外の水銀鉱物は認め得ないでいる。土壌中の場合, 辰砂など鉱物以外の Hg^{2+} の源としては, 酸や水に溶けているものも確かに存在する。この大口鉱山の土壌中では, 辰砂による Hg^{2+} がもっとも高い割合を示し, 次いで酸に溶けている Hg^{2+}, そして水に溶けている Hg^{2+} がもっとも少ない割合を示している。このことは, 基本的には鯛生鉱山の場合にも, おそらくあてはまる内容であろう。

そのほかに, ソ連では金属水銀 (自然水銀) として分散している部分のあることも報ぜられているが[6], その場合でも, 分散している水銀の源が主として辰砂であることに変りはない。

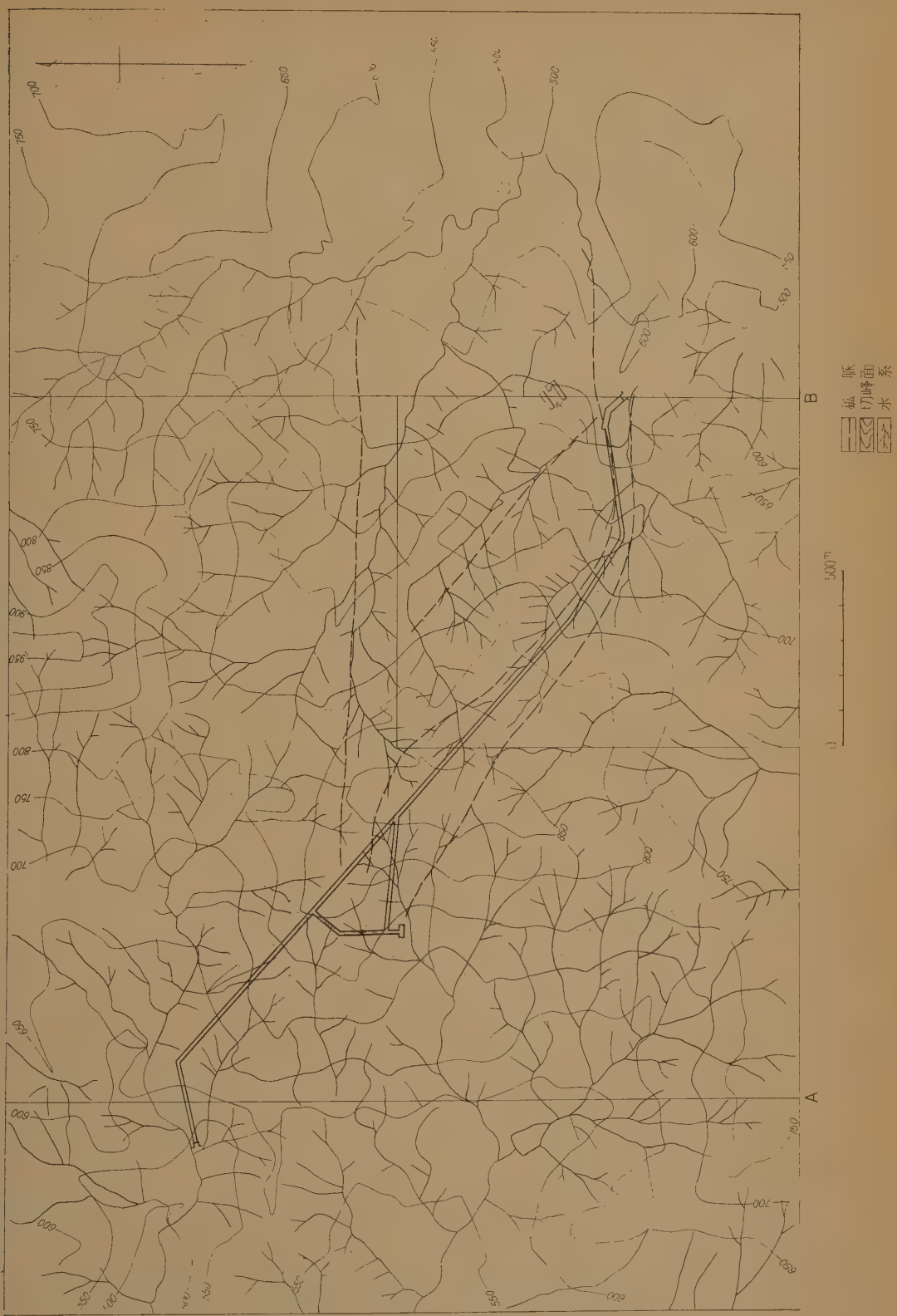
8. 地形と鉱床

鯛生鉱山の鉱床が, 主として, プロピライト中の裂カを充填したものであるため, その裂カ帯が地形面に与えているであろう影響のうちの特徴を明らかにし, その結果を利用して, 逆に地形形状の変化から裂カ系とそれに伴う地質現象を推定し, 水銀の分布状態の解析を一層正確にするために行なった測地学的な調査結果が, この章である。

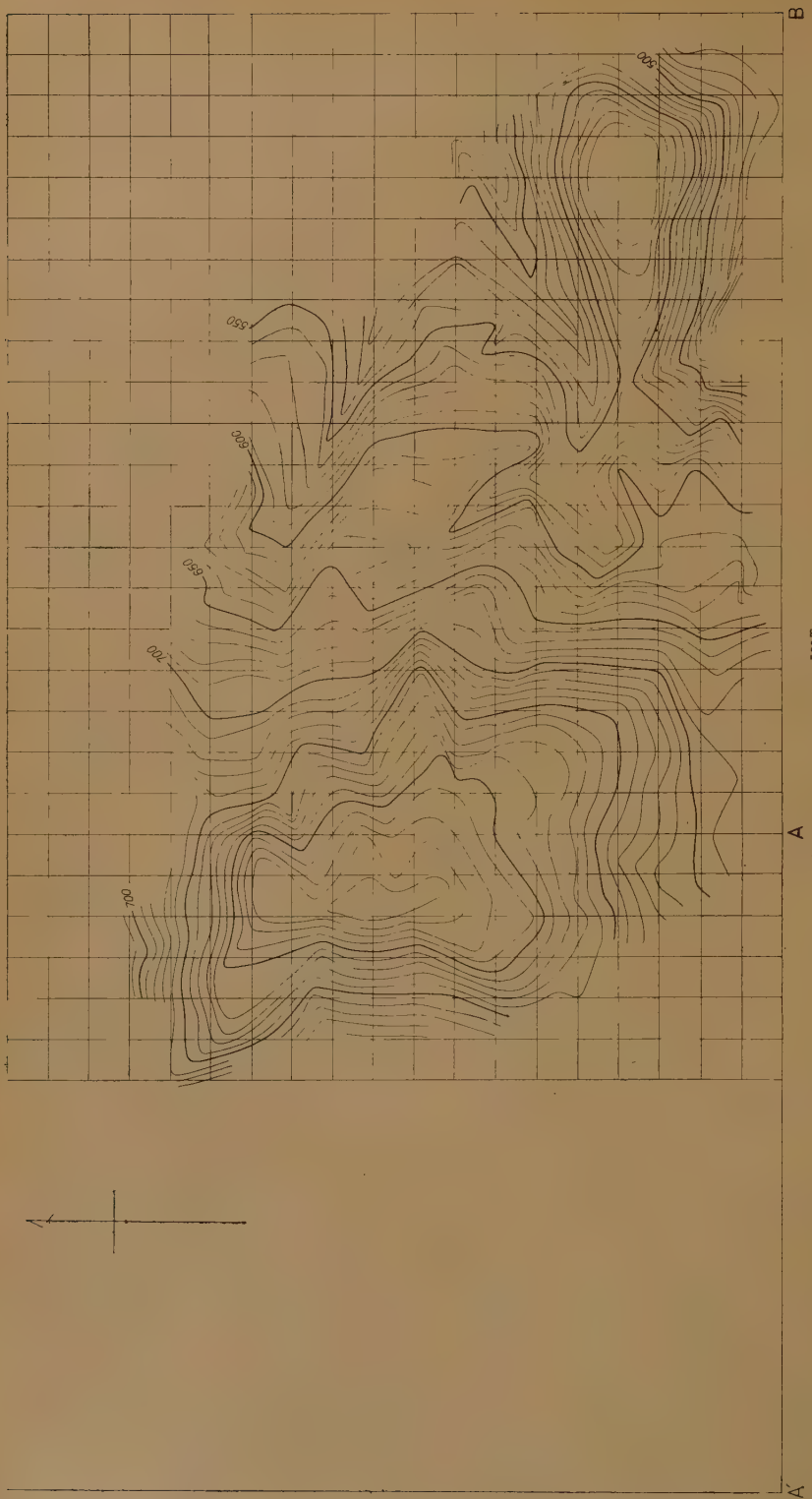
第 7 章までの内容との関係がすっきりしないが, 今回は, 同一報文中に包含させた。

鯛生川上流のこの調査地域は, 全般的には壮年期の山地地形を示し, 主峰が北に偏して北側の急斜面であるのに対し, 南側は緩斜面となっている。谷形は, 上流で露岩の多いV字谷, 下流側で一部に小段丘を伴った複V字谷となっている。

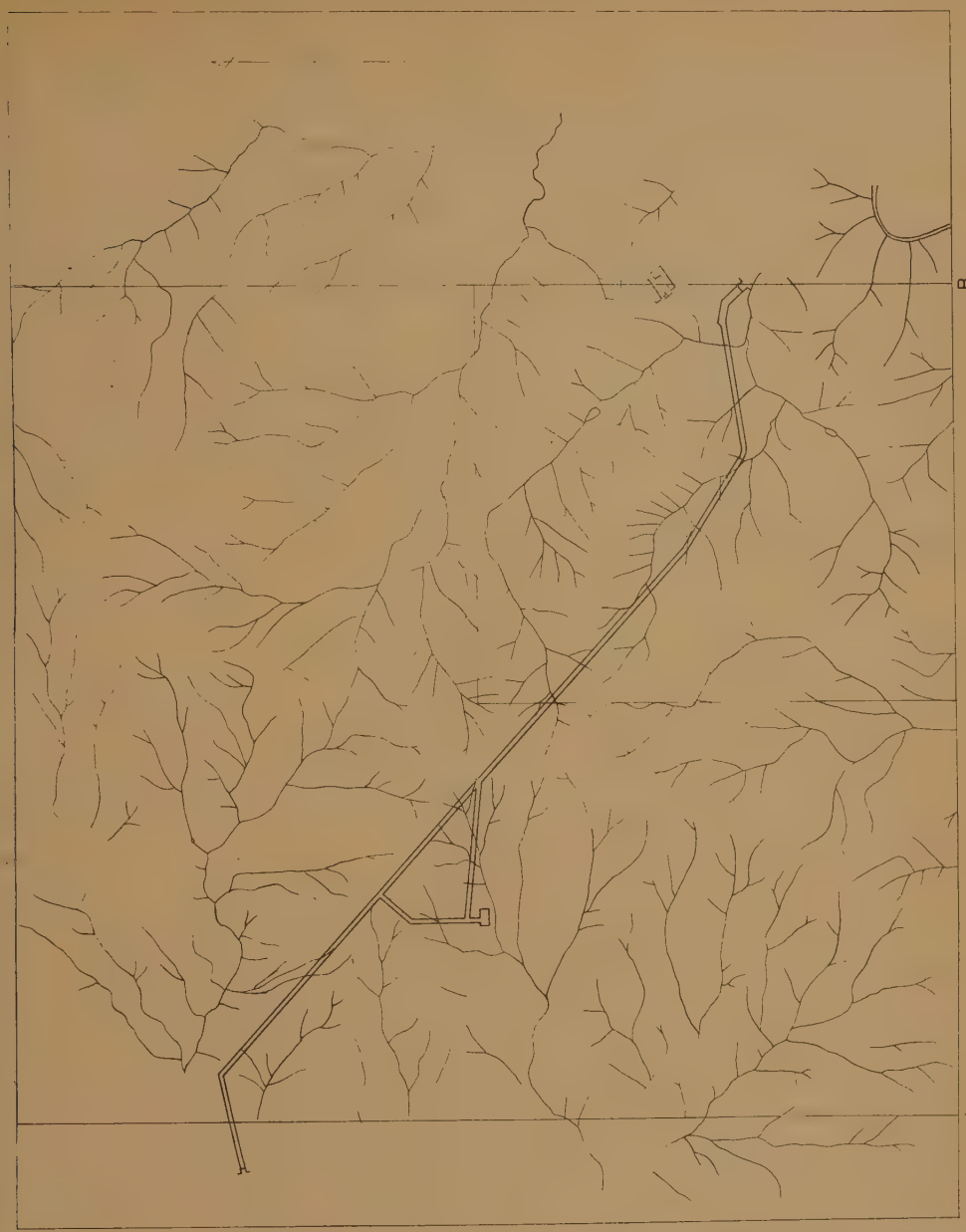
上述の目的に向かって, 下記の 6 種の方法を選び, 各方法別に地形と裂カ系との関係を考察した。



第8図　鯛生鉱山地域における切峰面図



第 9 図 鯛生鉱山地域における切谷面図



第10図　鯛生鉱山地域における水系図

計測の基本図としては，鉱業所作製の航空写真図化による1/5,000地形図を用い，それから成長曲線を求め，その成長曲線に基づいた方眼の目 100 m² として切峰面図・切谷面図を作製した。

岩石の硬・軟，地質構造との関係を求めるための水系密度・水系頻度は，50 m² 方眼とし，起伏量は 100 m² 方眼内の最高最低の差であらわし，また，水系関係図は基本図に航空写真を参考として作製した。

8.1　切峰面，切谷面（第8・9図）

切峰面では，地質上の硬部――珪化帯，軟部――粘土帯・炭酸塩化帯，断層・裂カ帯の侵食作用を受ける度合の差によって生成したと思われる河川の存在が認められると同時に，同図上には，同一系統の方向に発達する鉱脈の存在する影響も現われている。たとえばプロピライト地域で切峰面図上に現われているように，谷は主として NW および NE に走り，これが鉱脈の方向とよく一致する。

また，切谷面図上にも，谷は鉱脈方向に現われている。

これは，鉱脈を形成する一因となった裂カが脆弱なために侵食されやすく，それが河川の形成に寄与した結果

と考えられる。

8.2 水系図，水系模様（第10図）

前述の切峰面図上に現われた水系は，現在の水系にいたるその変遷過程を示している。水系図にみられる水系模様からいえば，水系模様そのものがほぼ切峰面の傾斜方向と相対的類似の形を示している。たとえば，西南傾斜面に短い小規模の平行水系がみられるが，このようなパターンは硬岩質性を反映したものである[注9]。したがって，水系模様の検討は，たとえば珪化帯のような硬質岩石部分を知るうえで有用である。

8.3 水系密度，水系頻度（第11・12図）

鉱脈分布地域の水系密度などは，たとえば第 5・6・7 表のような関係を示している。

第5表 水 系 密 度

水系密度＼位置	2号脈	2号脈と3号脈の中間	3号脈	3号脈と4号脈との中間	4号脈
0	6	8	6	7	8
1–5	2	4	3	6	5
6–10	4	3	5	6	4
11–15	3	4	5	3	4
16–20	5	3	5	2	2
21–25	1	1	0	0	0
26–30	0	0	0	0	0

第6表 水 系 頻 度

水系頻度＼位置	2号脈	2号脈と3号脈との中間	3号脈	3号脈と4号脈との中間	4号脈
0	7	8	8	5	6
1	3	7	7	10	8
2	4	6	9	4	5
3	5	1	1	0	0
4	0	0	0	0	0

第7表 起 伏 量

起伏量＼位置	2号脈	2号脈と3号脈との中間	3号脈	3号脈と4号脈との中間	4号脈
30	2	0	1	1	2
40	2	1	0	4	1
50	4	2	5	3	6
60	4	6	4	1	3
70	0	5	3	0	0
80	1	0	0	0	0

以上の各表の示すところによれば，水系密度・水系頻度・起伏量[注10]のそれぞれと鉱床の分布との関係は，明白でない。

これを，鉱脈および脈間の各平均百分率の各水系密度別，各頻度別，各起伏量別分類に変えてみると，第 8・9・10 表のようになる。

第 8 表 鉱脈・脈間別比率（水系密度）

位置＼水系密度	0	1–5	6–10	11–15	16–20	21–25	26–30
鉱 脈 (%)	29.4	14.7	19.1	17.6	17.6	1.5	0
脈 間 (%)	31.9	21.2	19.1	14.9	10.6	2.1	0

第 9 表 鉱脈・脈間別比率（水系密度）

位置＼水系頻度	0	1	2	3	4
鉱 脈 (%)	33.3	28.6	28.6	9.5	0
脈 間 (%)	31.7	41.5	24.4	2.4	0

第 10 表 鉱脈・脈間別比率（起伏量）

位置＼起伏量	30	40	50	60	70	80
鉱 脈 (%)	13.2	7.9	39.5	28.9	7.9	2.6
脈 間 (%)	4.3	21.7	21.7	30.4	21.7	0

以上の表の示す 1 つの傾向として，起伏量にあらわれた鉱脈および鉱脈間の影響の違いが指摘できる。すなわち鉱脈の賦存する場所での地表の起伏量が 50 から 60 の範囲に比較的集中しているのに対し，脈間の中央部では 40 から 70 までの比較的分散した割合を示していることである。しかし，データ数が不足しているので，不充分さを免かれない。加えて，起伏量の測定という測地学的な仕事の実用上の意義も，今後検討すべき問題と考えている。

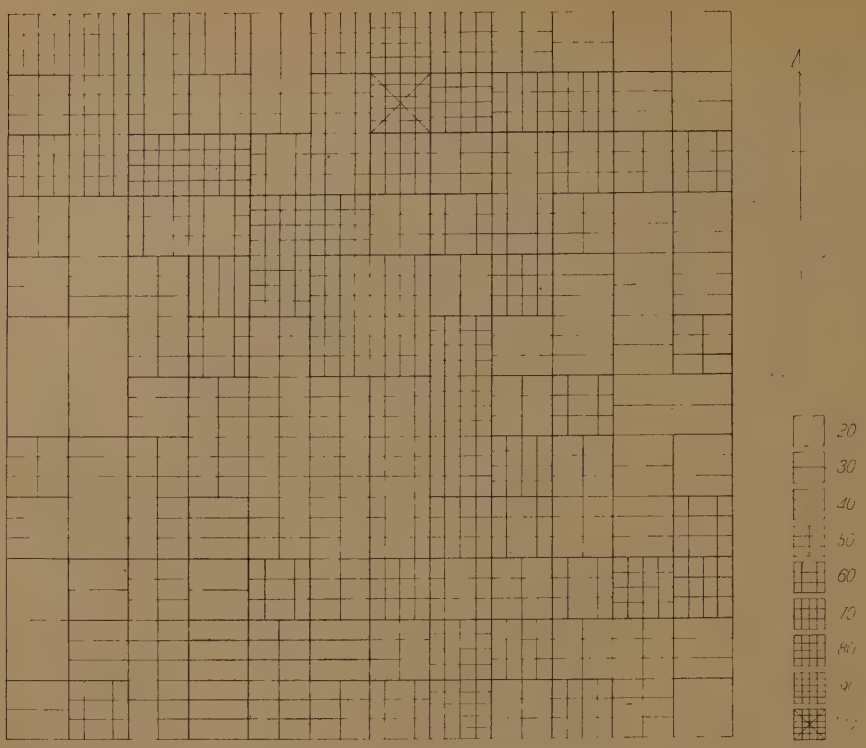
ここに述べてきた鯛生鉱山における測地学的な研究の初歩的な結果，すなわち表土土壌にかくされた裂カ帯・粘土化帯・珪化帯のそれぞれの分布を知る手掛りを得たことは，その手掛りをまだ一般化することはできないけ

注9) 確かに現地の当該箇所には，珪化帯が分布している。

注10) 第 13 図参照。

第 11 図　鯛生鉱山地域における沢密度

第 12 図　鯛生鉱山地域における水系頻度



第 13 図　鯛生鉱山地域における起伏量

れども，水銀の分布状態を研究し，潜頭鉱床注11)の探査のために地表でその分散異常を把握した結果の解析を正確にする1つの補助手段として検討する価値があることを示したものと考える。

9. 結　言

辰砂などの水銀鉱物を肉眼的にはもちろんのこと，顕微鏡的にも確認し得ない鯛生鉱山の金銀石英脈においても，辰砂を伴う大口鉱山の3号脈を代表例とする金銀石英脈の場合と同様な傾向・同様な現象として，水銀(Hg^{2+})の分散と集中が認められ，その状況の示すところによれば，水銀の分散と集中の変化を地表土壌について追究することは，探査上きわめて有効である。

その分散と集中の状況を知り，その結果を解析する場合，鉱脈の存在だけでなく，断層や裂カ，粘土化帯あるいは珪化帯の存在も Hg^{2+} 集中の素因となり，また地層の境界面も分散異常をもたらすこともある点に注意を要する。

筆者らは，それらの要因を実際の場合に区わけできる手段の1つとして，測地学的な方法を追究し始め，土壌によってかくされた裂カ帯と粘土化帯および珪化帯が区別できる芽を得た。これを確実なものに発展させられるか否かは今後にあって，独自のテーマとして取扱うべきものと考えるに至っている。

以上のことから，浅熱水性金銀石英脈の鉱床に対する水銀分散法による探査の有効性は，確かめられたと考える。したがって，本邦各地に分布するこの種の鉱床に対する探査法の1つとして，とくに比較的深く潜在する潜頭鉱脈の場合に，その特徴を発揮するであろう。その深度は，まだ確定してはいないが，おそらく 150 m 前後注12)までと考えることができるだろう。もっと感度の高い方法を開発しさえすれば，その深度も一層深め得ると考えている。同時に，もっと能率的な試料採取法を実用化して，広域にわたって検討することが容易になれば，解析は一層正確になるであろう。

一方，Hg^{2+} の分散する機構と過程を明らかにするまでにいたっていないし，また Hg^{2+} の分散を伴う鉱化作用の型式別・種類別の限界についてもまだ明らかにしていない。これらの問題は，ひきつづき追究する予定である。

注11)　この場合は，金銀石英方解石脈。

注12)　大口鉱山の場合に 130 m＋，200 m± の2例がある。

文　献

1)　岸本文男・加藤甲壬・高島　清・東野徳夫・勝目

一泰（1963）：金銀鉱床に対する地化学探査法の研究——大口鉱山における水銀分散例，鉱山地質，vol. 13, no. 61, p. 243～252

2) 高島　清他2名（1963）：鹿児島県大口鉱山金銀鉱脈周辺における水銀元素の分布について（その 1），地質調査所月報，vol. 14, no. 11, p. 795～808

3) 岸本文男他4名（1964）：鹿児島県大口鉱山金銀鉱脈周辺における水銀元素の分布について（その 2），地質調査所月報，vol. 15, no. 1, p. 29～35

4) 岸本文男他7名（1966）：鹿児島県大口鉱山金銀鉱脈周辺における水銀元素の分布について（その 3），地質調査所月報，vol. 17, no. 1, p. 1～17

5) Mckinstry, H. E.（1960）：*Mining Geology*, Modern Asia Edition, Charles E. Tuttle Company, Tokyo, p. 315～316

6) Озерова, Н. А.（1958）：Материалы к Всесоюзному совещанию по разработке научных основ поисков слепых рудных тел, Госгеолтехиздат

7) Alberty, D（1955）：Physical Chemistry

8) 中野尊正・吉川虎雄（1961）：地形調査法，古今書院

9) 吉田　登（1963）：航空写真の水力発電への応用，山海堂

10) 岡村信吉（1940）：自然地理学

550.93 : 552.4 (551.53+551.82)

K-Ar Ages of Hida Metamorphic Rocks, Amo-Tsunokawa Area and Oki Area, Japan

By

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA

Abstract

The K-Ar ages on three biotites separated from the Hida metamorphic rocks are 175 and 174 m. y. for the Amo-Tsunokawa area, and 169 m. y. for the Oki area, similar to each other and also to the K-Ar biotite ages of the Hida metamorphic rocks in other localities. Thus, the Oki gneiss is ascertained to belong to the Hida metamorphic belt.

Geological setting

The Hida metamorphic belt is one of the oldest basement rocks in the Japanese Islands. It is the northernmost zone in the zonal arrangement of basement rocks in Southwest Japan and is exposed mainly in the Hida mountains. Rocks exposed there are gneiss, schist and granitic rocks. Most of the granitic rocks belong to the Funatsu granitic rocks which are intruded into Paleozoic formation and are covered by Jurassic conglomerate. K-Ar age of the Funatsu granitic rocks is late Triassic or early Jurassic. So, the age of the Funatsu granitic rocks is undoubtedly early Mesozoic. While, as to the age of the Hida metamorphic rocks, controversy has been continued for these two decades and is not yet settled. Some

Fig. 1 Index to the Amo-Tsunokawa area and the Oki area

Fig. 2 Distribution of metamorphic rocks in the Hida metamorphic belt
(Figures are previous data on their isotopic ages, in million years.)

authors believe it Precambrian and some others do it early Mesozoic. K-Ar age of the Hida metamorphic rocks on biotite is early Mesozoic, nearly the same as that of the Funatsu granitic rocks (KUNO, H. et al., 1960). However, K-Ar age on hornblende is a little different, giving two ages; one is early Mesozoic similar to biotite age and the other is older, late Carboniferous or early Permian (OHMOTO, H., 1964).

1) Amo-Tsunokawa area

The largest mass of the Hida metamorphic rocks is exposed in the Hida mountains. The Amo-Tsunokawa area lies near its southern periphery, along the Odori river. There is exposed a formation composed mainly of biotite gneiss, biotite hornblende gneiss and biotite-bearing quartzo-feldspathic gneiss. The structure of this gneiss formation runs from NEE to SWW in general, but near the Amo mine, it changes abruptly to nearly NS direction.

Samples for the present study were taken from this formation.

A part of the Funatsu granitic rocks is exposed close near but the gneisses are entirely free from contact effect of the granitic rocks.

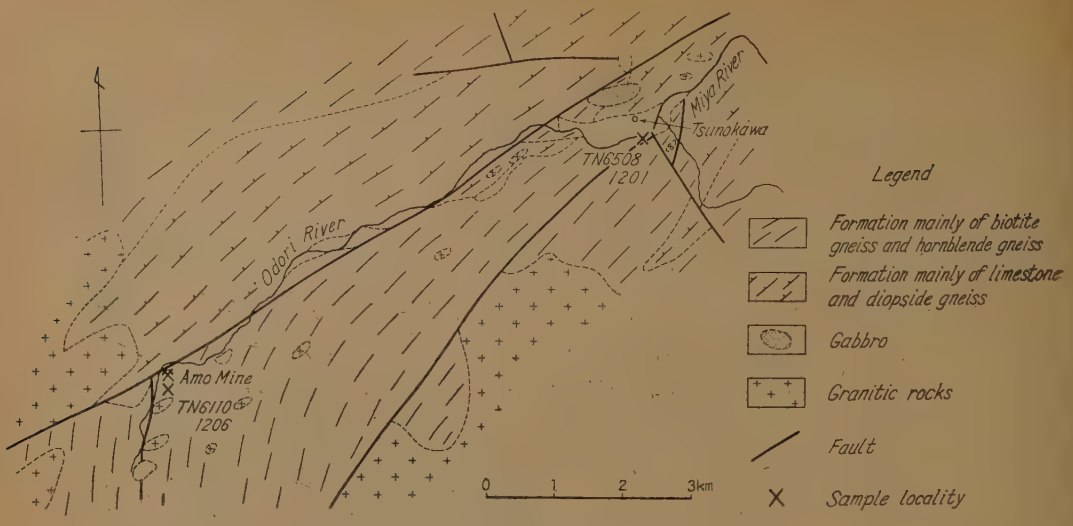


Fig. 3 Geologic map of the Amo-Tsunokawa area, Hida mountains

2) Oki area

The Oki Islands lie in the Japan Sea about 350 km west of the Hida mountains. There is exposed "Oki gneiss", a complex of gneiss and granitic rocks in a small area. The Oki gneiss is commonly believed to belong to the Hida metamorphic belt, because it is quite

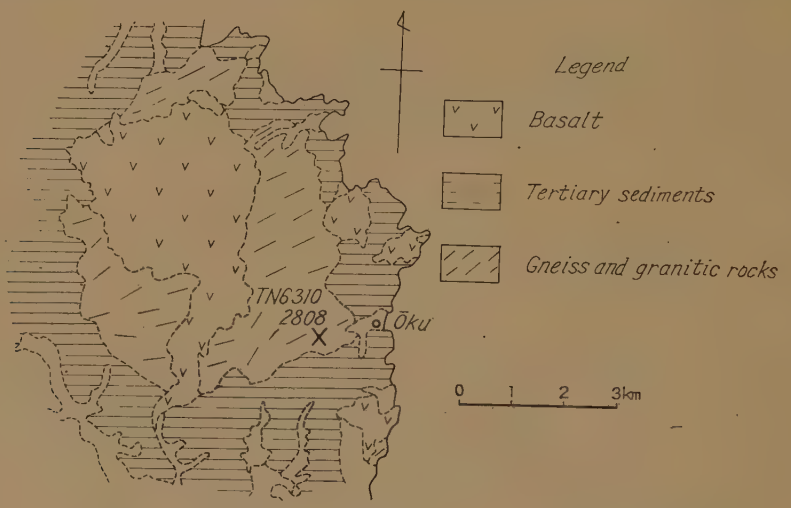


Fig. 4 Geologic map of the Oki area
(Compiled from Ohta's (1963), modified and simplified by the writers.)

similar to the Hida metamorphic rocks petrographically and is nearly on the probable extension of the Hida metemorphic belt, though there is no available geological evidence except that it is covered by the Tertiary sediments. The Oki gneiss is composed mainly of biotite gneiss, hornblende gneiss, crystalline limestone, diopside gneiss and granitic rocks, such as biotite granodiorite, muscovite granite and mylonite including "augen gneiss". The granitic rocks are quite similar to some of the Funatsu granitic rocks in the Hida mountains.

A sample for the present study was taken from a biotite gneiss formation in the Oki

gneiss.

The gneisses are entirely free from contact effect of the granitic rocks nearby.

Description of the determined samples

(1) Hornblende biotite quartz plagioclase gneiss (TN 61101206)

Amo mine, Genda, Kawai-mura, Yoshiki-gun, Gifu pref. (Hida Mountains)

It is fine-grained, dark-colored, strongly gneissose and banded irregularly with hornblende-rich band and biotite-rich band. Under the microscope, it is composed mainly of biotite, hornblende, plagioclase and quartz. Small quantities of iron ore and sphene are contained, too. Biotite is flaky, 0.3–0.6 mm across, with pleochroism, X: colorless or pale brown, Y, Z: brown. Biotite is remarkably fresh. Hornblende is hypidiomorphic or allotriomorphic, 0.3–0.8

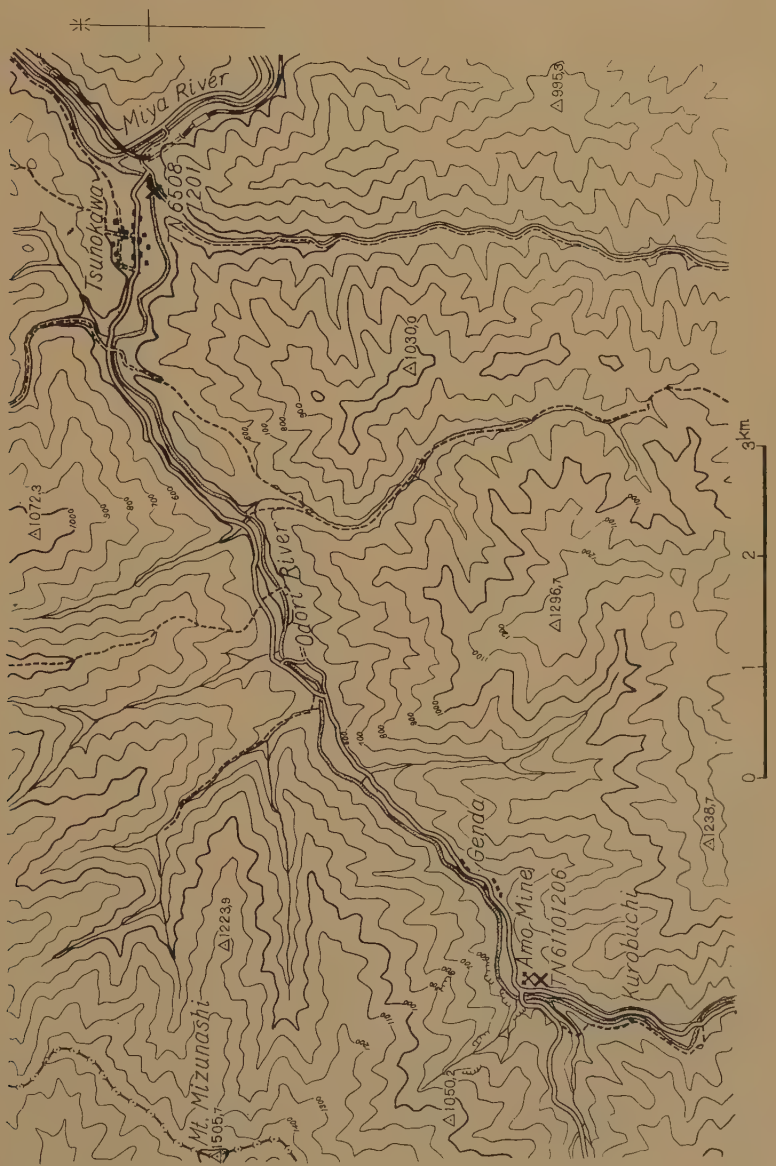


Fig. 5 Sample localities on the 1/50,000 topographic map, Hidafurukawa

mm across, with pleochroism, X: nearly colorless, Y, Z: grass green, often giving sieve structure. Plagioclase is hypidiomorphic, 0.1–0.7 mm across, relatively fresh and is nearly oligoclase in composition. Quartz is allotriomorphic, 0.1–0.4 mm across, with abundant cracks in every crystal.

(2) Garnet hornblende biotite quartz plagioclase gneiss (TN 65081201)

Tsunokawa, Kawai-mura, Yoshiki-gun, Gifu pref. (Hida Mountains)

It is coarse-grained, relatively light-colored, gneissose and heterogeneously banded. Under the microscope, parallel structure is strong only for biotite but is weak for quartz and plagioclase. It is composed mainly of biotite, hornblende, garnet, plagioclase and quartz. Small quantities of iron ore, apatite and zircon are contained, too. Biotite is hypidiomorphic,

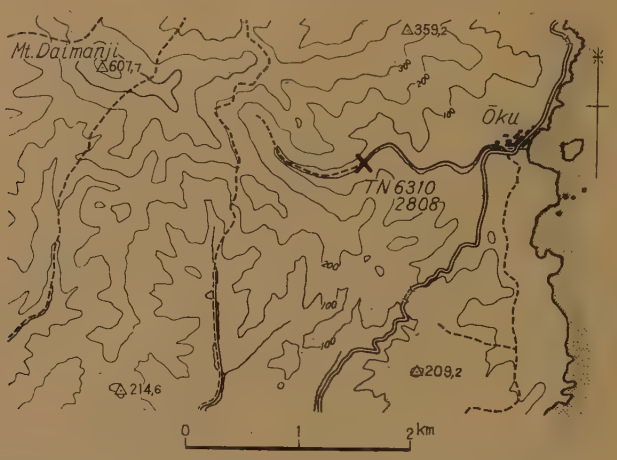


Fig. 6 Sample locality on the 1/50,000 topographic map, Saigo

1–3 mm across, with pleochroism, X: colorless, Y, Z: pale reddish brown. Biotite is relatively fresh but is a little altered, yielding chlorite and prehnite. Hornblende is hypidiomorphic, 2–3 mm across, often with sieve structure, giving pleochroism, X: pale brownish yellow, Y, Z: grass green. There are some pseudomorphs, angular in shape, 3–7 mm across, now composed of fine-grained aggregate of biotite, 0.1–0.2 mm across, accompanying a small quantity of hornblende. Garnet is porphyroblastic, large, rounded, idiomorphic, 1–3 cm across, and poikilitically includes all other minerals. Plagioclase is allotriomorphic, 0.2–1.0 cm, always altered a little and its composition is nearly oligoclase. Quartz is relatively small in quantity and is only interstitial.

(3) Graphite biotite microcline plagioclase quartz gneiss (TN 63102808)

Ōku, Saigo-cho, Suki-gun, Shimane pref. (Oki Islands)

It is medium-grained, dark-colored, strongly gneissose and irregularly banded. Under the microscope, parallel structure is strong only for biotite but is weak for quartz and feldspar. It is composed mainly of biotite, graphite, quartz, plagioclase and microcline. Small quantities of muscovite, iron ore and sphene are contained. Besides, calcite veinlets are included, too. Biotite is flaky, 1–2 mm across, often curved, with pleochroism, X: colorless to pale brown, Y, Z: brown. Biotite is nearly fresh. Graphite is flaky, 0.5–2.0 mm across, commonly accompanied by biotite. Quartz is allotriomorphic, 1–2 mm across, with abundant cracks in

every crystal. Plagioclase is hypidiomorphic, 0.5–1.5 mm across, nearly oligoclase in composition and is altered a little. Some of the plagioclase crystals suffer microclinization. Microcline is relatively small in quantity, interstitial and allotriomorphic, 0.5–2.0 mm across, often with myrmekitic intergrowth. Muscovite, 0.5–1.0 mm across, is accompanied by biotite.

Experimental procedures

K-Ar age determinations were made on the biotites separated from the rock samples, using the isotope dilution technique.

Separation of biotite was carried out with an isodynamic separator after crushing and sieving. Potassium determination was made by the flame photometry. Biotite was digested with HF and HCl, the residue was dissolved in HCl and diluted to a standard volume, and potassium content was measured with the Hitachi EPU-2 flame photometer.

Argon extraction and purification were made in the pyrex high vacuum system. The biotite in a molybdenum crucible was fused at about 1300°C for 30 minutes with an induction heater. The Ar^{38} spike was added during fusion, and evolved gases were purified by hot titanium sponge and CuO. The isotopic ratios of argon on sample Nos. TN 61101206 and TN 63102808 were measured with the Hitachi RMU-5 B mass spectrometer by the flow method, whereas argon ratios of sample No. TN 65081201 were measured with the Mitsubishi MS-315 mass spectrometer by the static method.

The results of K–Ar age determinations are given in Table 1.

Table 1 Results of K–Ar age determinations

Sample No.	Area	Mineral	K_2O (%)	Atmospheric contamination (%)	Age and error (million years)
TN 61101206	Amo	biotite	5.28	9.4	175±11
TN 65081201	Tsunokawa	biotite	2.06	21.6	174± 9
TN 63102808	Oki	biotite	7.97	13.3	165±12
				13.7	173±12

$\lambda\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$, $\lambda e = 0.584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

Geological meaning of the results

The results, 175, 174 and 169 (average of two daterminations) million years are correlated to early Jurassic age, all alike. It is a remarkable fact that these results coincide to almost one age, in despite of long distance between one sample locality and the other two, about 350 km. Furthermore, they are quite similar to the K–Ar ages on biotite of the metamorphic rocks from different localities in the Hida metamorphic belt.

Even though the age problem of the Hida metamorphic belt is not yet settled, it should not be denied that, in the Hida metamorphic belt, there was an event in early Mesozoic age, on "regional scale" throughout the Hida metamorphic belt including the Oki Islands, giving recrystallization of biotite.

By the way, the Oki gneiss is ascertained again by this result to belong to the Hida metamorphic belt.

Acknowledgement

The authors wish to thank Dr. H. Nagasawa of Gakushuin University for the kind assistance in preparing the Ar^{38} spike.

References

KUNO, H., BAADSGAARD, H., GOLDICH, S. & SHIOBARA, K. (1960): Potassium-argon dating of the Hida metamorphic complex, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, nos. 2-4, p. 273-278.

OHMOTO, H. (1964): K-Ar ages of hornblendes of the Hida gneiss complex in Central Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 40, no. 1, p. 36-41.

天生・角川地域および隠岐地域の飛騨変成岩の K-Ar 年代

柴田 賢　野沢 保

要 旨

飛騨山地天生・角川地域の飛騨変成岩の K-Ar 年代は 175, 174×10^6 年，隠岐地域のそれは 169×10^6 年で両者ほぼ同じであり，隠岐の変成岩は飛騨変成帯に属するという地質学的資料をうらづけるものである。またこれらの年代は他の地域の飛騨変成岩の年代ともほぼ等しい。

550.93 : 552.321.3 (521.53)

K-Ar Age of the Granodiorite in a Pit of the Amo Mine, Hida Mountains, Japan

By

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA

Abstract

K-Ar age determination was carried out on a biotite separated from the granodiorite in a pit of the Amo mine, Hida mountains. The age of 167 m. y. is correlated to the middle Jurassic, and it is reasonable to attribute this granodiorite to the main plutonism of the Hida metamorphic belt.

Geological setting

The Hida metamorphic belt is one of the oldest metamorphic belts in the Japanese Islands and is exposed in the northernmost zone in the zonal arrangement of basement rocks in Southwest Japan. For these twenty years controversy has been continued on the age problem of the Hida metamorphic rocks. Some authors believe it to be Mesozoic age and some others insist on Precambrian age.

Fig. 1 Index to the Amo Mine area

In this metamorphic belt, there are exposed a lot of granitic rocks accompanied by gneiss and schist. Most of the granitic rocks are grouped in two; one is reddish pink colored granodiorite and its allied rocks, called "Funatsu type", and the other is a little darker colored quartzdiorite and its allied rocks, called "Shimonomoto type". These two

are considered to belong to one plutonism and are named "Funatsu granitic rocks" together. The Funatsu granitic rocks are intruded into the gneiss in the north and into the Paleozoic formation in the south.

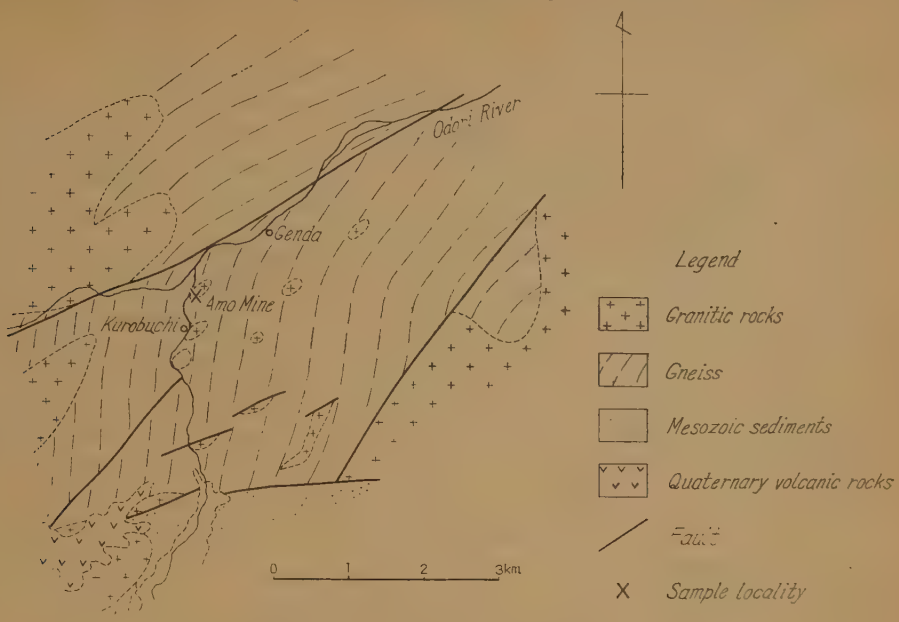
Besides the Funatsu granite, there are some other granitic masses of much smaller quantity which apparently belong to neither of two types of the Funatsu granitic rocks. They are exposed as small masses in the gneiss area but are not in the Paleozoic area. Typical two of this kind of granitic rocks are found near the Amo mine. One is called "Amo granite" and has concordant shape to the surrounding gneiss. It is light-colored, coarse-grained, heterogeneous with abundant inclusions of gneiss and is characterized by bluish purple tint of quartz and feldspar.

The other one has, in contrast to the Amo granite, round outline discordant to the gneiss. It is medium- or fine-grained, light-colored, not pink- nor purple-colored, relatively homogeneous and nearly free from xenolithic inclusions of gneiss. So, it was once believed that the Amo granite might be a synkinematic granite and the latter had a possibility of quite younger intrusion independent of the Hida metamorphism.

A sample for the present study was taken from the latter.

Fig. 2 Distribution of granitic rocks in the Hida metamorphic belt

(Figures are previous data on their isotopic ages, in million years, including unpublished data after H. Nagasawa et al., cited here by their courtesy.)



Fig, 3 Geologic map of the Amo Mine district

Description of the determined sample

Biotite granodiorite (TN 61091401)

Amo mine, Genda, Kawai-mura, Yoshiki-gun, Gifu pref.

It was taken from a small stock of granodiorite in a pit of the Amo mine. This granodiorite is in contact with biotite gneiss with discordant and steep boundary on the roadside from the mine to Kurobuchi. On the other hand, in a pit of the mine, gradual transition

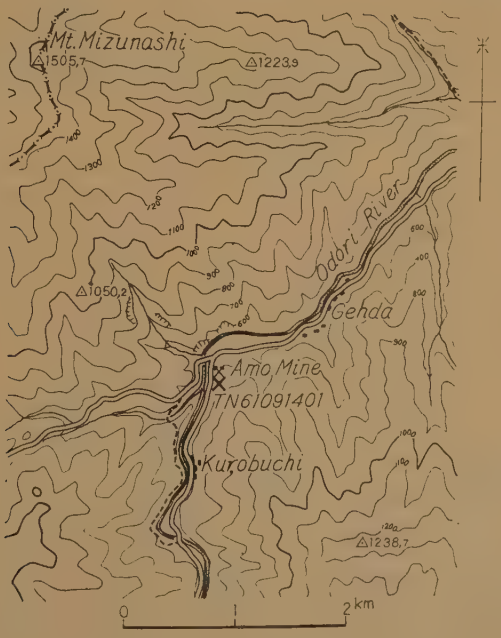


Fig. 4 Sample Locality on the 1/50,000 topographic map, Hidafurukawa

with a narrow transitional zone is observed. In both cases, contact effect on the neighboring gneiss is not conspicuous.

It is light-colored, non-gneissose, medium-grained, homogeneous and nearly free from inclusion.

Under the microscope, it is composed mainly of biotite, plagioclase, quartz and microcline. Small quantities of apatite, iron ore, sphene and zircon are contained as well. Biotite is hypidiomorphic, 1–3 mm across, with pleochroism, X: pale greenish brown, Y, Z: reddish brown. It is to be noted that most of the biotite is chloritized to some extent accompanying prehnite, sphene and iron ore. Plagioclase is idiomorphic or hypidiomorphic, 2–3 mm across, commonly zoned without sharp boundary and its composition is nearly of oligoclase on the periphery of the zoned crystal. Quartz is granular or allotriomorphic, 1–3 mm across. Microcline is always allotriomorphic, 2–4 mm across, showing beautiful microcline structure with weakly developed perthite blebs.

Experimental procedures

K–Ar age determination was made on the biotite separated from the rock sample, using the isotope dilution technique.

Separation of the biotite was carried out with an isodynamic separator after crushing and sieving.

Argon extraction and purification were made in the pyrex high vacuum system. The biotite in a molybdenum crucible was fused at about 1300°C for 30 minutes with an induction heater. The Ar^{38} spike was added during fusion, and evolved gases were purified by hot titanium sponge and CuO. The isotopic ratios of argon were measured with the Hitachi RMU–5B mass spectrometer by the flow method.

Potassium determination was made by flame photometry. The biotite was digested with HF and HCl, the residue was dissolved in HCl and diluted to a standard volume, and potassium content was measured with the Hitachi EPU–2 flame photometer.

The results of K–Ar age determination are given in Table 1.

Table 1 K–Ar age of the granodiorite in a pit of the Amo mine

Sample No.	Mineral	K_2O (%)	Atmospheric contamination (%)	Age and error (million years)
TN61091401	biotite	2.40	17.2	167±12

$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$, $\lambda_\varepsilon = 0.584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

Geological meaning of the result

The result, 167 million years is correlated to middle Jurassic age. It is to be noted that the determination was carried out on a sample which is to some extent altered and its content of potassium is so low that there remains a possibility that the true age is a little older than the result gained. Anyhow, it is unreasonable to take this granodiorite away from the plutonic history of the Hida metamorphic belt. As to the relation with the Funatsu granitic rocks, of which K–Ar age is early Jurassic, this granodiorite is supposed to belong to the same plutonism but their direct relation is not observed in the field (KUNO,

H. et al., 1960 and NAGASAWA, H. et al., unpublished data*).

There are several granitic rocks similar to that treated in the present paper throughout the Hida metamorphic belt, especially in the neighborhood of the Amo mine.

By the way, K-Ar age of the Hida metamorphic rocks on biotite is similar to the Funatsu granitic rocks, early Jurassic (KUNO, H. et al., 1960). There is a little different result by the same method on hornblende that gives two ages: one is nearly the same as the biotite age and the other is older, late Carboniferous or early Permian age (OHMOTO, H., 1964). The whole history of the Hida metamorphic belt is not established yet.

Acknowledgements

The authors wish to thank Dr. H. NAGASAWA of Gakushuin University for the kind assistance in preparing Ar^{38} spike. Thanks are also due to Dr. H. NAGASAWA and his colleagues for their permission to cite their unpublished data.

References

KUNO, H., BAADSGAARD, H., GOLDICH, S. & SHIOBARA, K. (1960): Potassium-argon dating of the Hida metamorphic complex, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 31, nos. 2-4, p. 273-278.

OHMOTO, H. (1964): K-Ar ages of hornblendes of the Hida gneiss complex in Central Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 40, no. 1, p. 36-41.

飛騨天生鉱山坑内の花崗閃緑岩の K-Ar 年代

柴田　賢　野沢　保

要　旨

飛騨山地天生鉱山の坑内で採取した花崗閃緑岩の黒雲母について，K-Ar 法による年代測定を実施した。求められた年代 167×10^6 年はジュラ紀中期を示す。

* Cited here by their courtesy.

550.93 :552.321.3(521.53)

K-Ar Age of the Shimonohara Quartzdiorite, Hida Mountains, Japan

By

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA

Abstract

K-Ar age measurement was carried out on a biotite separated from the quartzdiorite at Shimonohara, Nyukawa-mura, Gifu pref. The age of 86 m.y. is correlated to middle Cretaceous and consistent with the geological evidence.

Geological setting

Along the Japanese Alps in the Hida mountains, a vast volume of granitic rocks is exposed. They are mainly of granodiorite with subordinate volume of quartzdiorite and diorite. They are intruded into basement rocks such as the Hida metamorphic rocks, the Funatsu granitic rocks and Paleozoic formations.

The Shimonohara quartzdiorite is one of these granitic rocks and is a small stock of round shape about 500 m across. It is intruded into the phyllitic shale of Permian age with sharp and steep contact plane. Its contact effect is weak but conspicuous. It is fine-grained, porphyritic, light-colored, non-gneissose, nearly homogeneous and poor in inclusions (ISOMI, H. and NOZAWA, T., 1957).

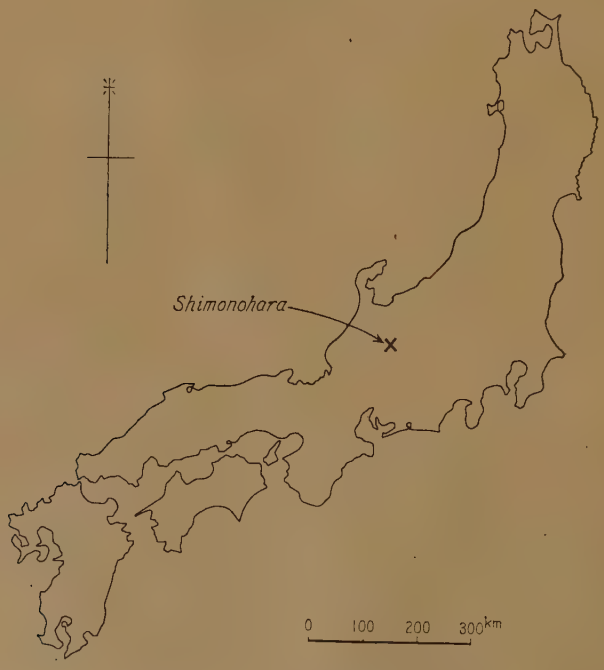


Fig. 1 Index to the Shimonohara area

Fig. 2 Distribution of the younger granitic rocks in the Hida mountains

(Figures are previous data on their isotopic ages in million years, after H. Nagasawa et al. 1962, unpublished, cited here by their courtesy.)

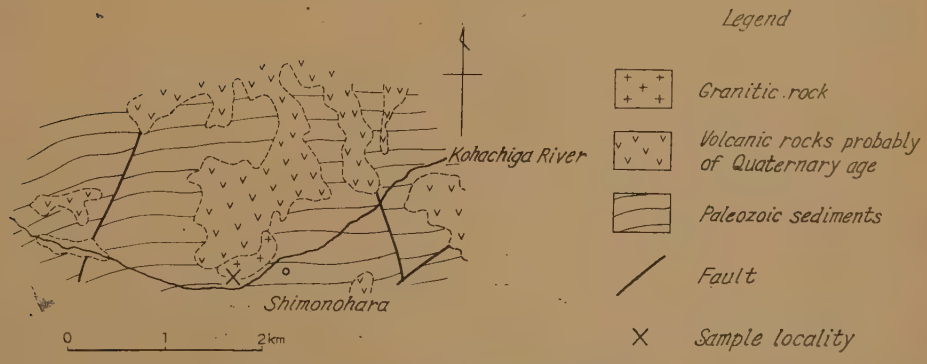


Fig. 3 Geologic map of the Shimonohara district

Description of the determined sample

Quartzdiorite (TN61091301)

Shimonohara, Nyukawa-mura, Ōno-gun, Gifu pref.

It was taken on the roadside along the Kohachiga river, about 100 m apart from the

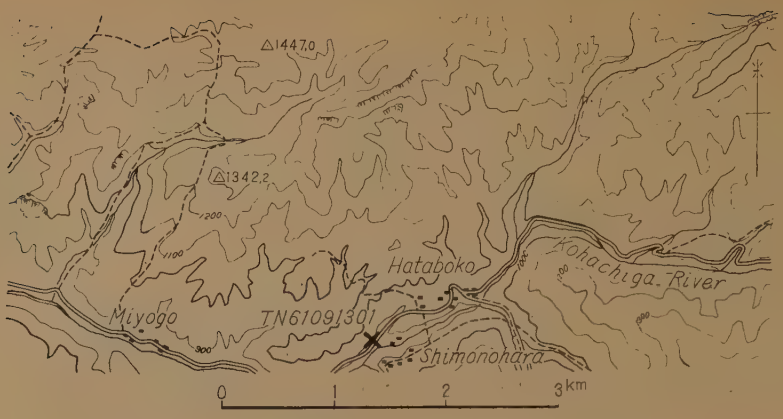


Fig. 4 Sample locality on the 1/50,000 topographic map, Funatsu

contact. It seems to represent the main facies of the quartzdiorite with features mentioned above.

Under the microscope, phenocryst is mainly plagioclase with subordinate volume of quartz and biotite. Matrix is composed mainly of plagioclase, quartz and potash feldspar with a small quantity of hornblende. Apatite, sphene and iron ore are contained, too, in small quantities. Phenocrystic plagioclase is of idiomorphic prism, 3–5 mm long, with repeated zoning and its composition is nearly oligoclase on the periphery of zoned crystal. Phenocrystic plagioclase often takes partly irregular outline like corroded form. Biotite is idiomorphic or hypidiomorphic, 2–3 mm across, with pleochroism, X: pale yellowish brown, Y,Z: brown, and is a little altered to chlorite and partly replaced by nearly colorless hornblende. Quartz is granular, 2–3 mm across. Besides these phenocrysts, there are rarely large phenocrysts of perthite with oligoclase rim, just like Rapakivi structure (NOZAWA, T. et al., 1957). Quartz and feldspar in the matrix are nearly equigranular, 0.2–0.5 mm across. Hornblende is rare and commonly appears replacing the biotite but rarely as single crystal which is idiomorphic long prism, 1–2 mm long, often showing sieve structure.

Experimental procedures

K–Ar age determination was made on the biotite separated from the rock sample, using the isotope dilution technique.

Separation of the biotite was carried out with an isodynamic separator after crushing and sieving.

Argon extraction and purification were made in the pyrex high vacuum system. The biotite in a molybdenum crucible was fused at about 1300°C for 30 minutes with an induction heater. The Ar^{38} spike was added during fusion, and evolved gases were purified by hot titanium sponge and CuO. The isotopic ratios of argon were measured with the Hitachi RMU–5B mass spectrometer by the flow method.

Potassium determination was made by flame photometry. The biotite was digested with HF and HCl, the residue was dissolved in HCl and diluted to a standard volume, and potassium content was measured with the Hitachi EPU–2 flame photometer.

The results of K–Ar age determination are given in Table 1.

Table 1 K-Ar age of the Shimonohara quartzdiorite

Sample No.	Mineral	K_2O (%)	Atmospheric contamination (%)	Age and error (million years)
TN 61091301	biotite	6.78	5.6	86±6

$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$, $\lambda_e = 0.584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

Geological meaning of the result

The result, 86 million years of the Shimonohara quartzdiorite is correlated nearly to middle Cretaceous age. After unpublished data by H. NAGASAWA et al*., K-Ar age of the granodiorite in the neighborhood of Unazuki, nearly the northern end of the Japanese Alps region, is 88 million years on biotite and 69 million years on the rest whole rock from which biotite was taken away. Thus biotite ages of both granitic rocks are quite similar. There is no geological evidence disharmonious with these results.

By the way, in the southern region out of the Hida mountains, such as Naégi or north of the Ryoke metamorphic belt, there are exposed widely granitic and rhyolitic rocks. These granitic rocks are mostly late Cretaceous or early Tertiary according to isotopic age.

Acknowledgements

The authors wish to thank Dr. H. NAGASAWA of Gakushuin University for the kind assistance in preparing Ar^{38} spike.

Thanks are also due to Dr. H. NAGASAWA and his colleagues for their permission to cite their unpublished data.

References

ISOMI, H. & NOZAWA, T. (1957): Geological map, 1/50,000. "Funatsu" and its explanatory text. (in Japanese)

NOZAWA, T. et al. (1957): Rapakivi structure found in some granites in Hida Mountainland, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 63, no. 737, p. 154–155. (in Japanese)

飛騨山地下ノ原石英閃緑岩の K-Ar 年代

柴田　賢　野沢　保

要　旨

岐阜県大野郡丹生川村下ノ原で採取した石英閃緑岩の黒雲母について，K-Ar 法による年代測定を行なった。求められた年代 86×10^6 年は白亜紀中期を示し，地質学的事実と矛盾しない。

* Cited here by their courtesy.

550.93:552.42(521.41)

K-Ar Age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan

By

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA

Abstract

The K-Ar age measured on a biotite separated from the Nihonkoku gneiss is 92 million years. The age indicates that the Nihonkoku gneiss may possibly belong to the plutonism which prevailed in the middle Cretaceous age throughout the Northeast Japan.

Geological setting

The "Nihonkoku gneiss" is a small mass of metamorphic rocks in the Neogene Tertiary region in Northeast Japan. It is covered by the "Green tuff" of Neogene age in some part and is in contact with non-gneissose granitic rocks in other parts. Its exposure is so narrow as about 15 km long and 5 km wide is isolated from other regional metamorphic areas (CHIHARA, K., 1963).

Fig. 1 Index to the Nihonkoku gneiss area

The Nihonkoku gneiss is composed mainly of schist, granitic gneiss and mylonite. Schist is small in quantity and is something like "septa" in gneiss and mylonite. They are mainly of quartzose schist accompanying small quantity of chlorite schist. Granitic gneiss is often strongly mylonitic and is mainly biotite granodioritic gneiss accompanying small quantity of hornblende biotite quartzdioritic gneiss. Mylonite develops in various fashion, but is mostly granitic in composition.

The structure of the Nihonkoku gneiss, precisely speaking, structure of schist and

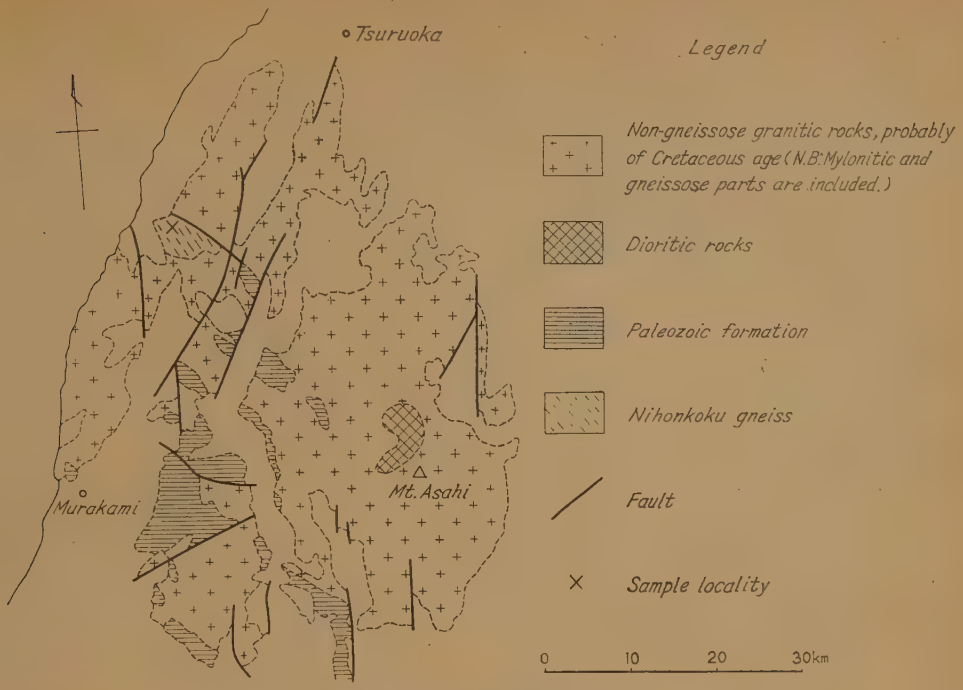


Fig. 2 Geologic map of basement rocks in the Nihonkoku area and sample locality (Quoted from Shimazu's, 1964, modified by the writers)

gneiss and direction of mylonitization go nearly together from northwest to southeast.

Non-gneissose granitic rocks enclosing the Nihonkoku gneiss are intruded into the Paleozoic formation probably of Permian age. According to oral communication by Y. KAWACHI, some part of the non-gneissose granitic rocks is mylonitized in the same direction as the Nihonkoku gneiss at a distant area on the extension of the structural direction of the Nihonkoku gneiss. However, the direct relation between the Nihonkoku gneiss and the non-gneissose granitic rocks is not settled yet.

Description of the determined sample

Biotite microcline plagioclase quartz gneiss (TN 61120106)

Komata, Yamakita-mura, Iwafune-gun, Niigata pref.

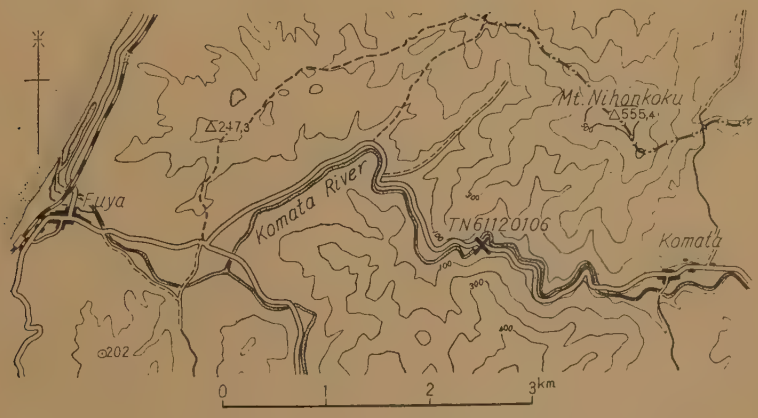


Fig. 3 Sample locality on the 1/50,000 topographic map, Atsumi

It was taken from the granitic gneiss which is, in some part, in fault contact with schist and, in other part, in contact with quartzose granitic gneiss with which direct relation is not observed but probably may be gradual transition.

It is light-colored, medium-grained and strongly gneissose with porphyritic appearance. Under the microscope, the gneissose structure turns out mylonitic structure. Blastoporphyritic crystals of plagioclase and microcline which are broken on their periphery and rounded are embedded in fine-grained matrix. In the matrix, quartz is elongated as if it were torn, and fine grains of biotite, quartz and feldspar are arranged to surround the blastoporphyritic crystals with rotation and crushing structure.

It is composed mainly of biotite, microcline, plagioclase and quartz. Small quantities of allanite, sphene, apatite, iron ore and zircon are contained. Chlorite and muscovite are yielded, replacing biotite and feldspar, only in a small quantity. Rarely small quantity of hornblende is contained partly. Biotite is mostly fine-grained, 0.3–1.0 mm across, but in some case, flaky, up to 3 mm across, giving pleochroism, X: colorless or pale brown, Y,Z: brown. Alteration of biotite is quite weak, yielding chlorite. Quartz is not crushed but elongated, 1–4 mm long. Blastoporphyritic plagioclase is idiomorphic, prismatic, 0.5–1.2 mm long, zoned repeatedly and its composition is nearly andesine. Microcline is also mostly blastoporphyritic, round, idiomorphic, 0.3–1.0 mm across, with beautiful microcline structure accompanying perthite blebs. Matrix is fine-grained and is strongly mylonitized. Matrix is composed mainly of quartz and feldspar, 0.1–0.3 mm across. Allanite often appears as beautiful idiomorphic crystals, 5–6 mm long. Hornblende is rarely included and is irregular in shape, 0.5–1.0 mm across, commonly accompanied by biotite. Hornblende gives pleochroism, X: pale green or nearly colorless, Y,Z: pale grass green.

Experimental procedures

K–Ar age determination was made on the biotite separated from the rock sample, using the isotope dilution technique.

Separation of the biotite was carried out with an isodynamic separator after crushing and sieving. Argon extraction and purification were made in the pyrex high vacuum system. The biotite in a molybdenum crucible was fused at about 1300°C for 30 minutes with an induction heater. The Ar^{38} spike was added during fusion, and evolved gases were purified by hot titanium sponge and CuO. The isotopic ratios of argon were measured with the Hitachi RMU–5B mass spectrometer by the flow method.

Potassium determination was made by flame photometry. The biotite was digested with HF and HCl, the residue was dissolved in HCl and diluted to a standard volume, and potassium content was measured with the Hitachi EPU–2 flame photometer.

The results of K–Ar age determination are given in Table 1.

Table 1 K–Ar Age of the Nihonkoku gneiss, Northeast Japan

Sample No.	Mineral	K_2O (%)	Atmospheric contamination (%)	Age and error (million years)
TN61120106	biotite	7.11	17.0	92±6

$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$, $\lambda_e = 0.584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

Geological meaning of the result

The result, 92 million years is correlated to middle Cretaceous age. In Northeast Japan, the Tertiary formation covers predominantly most of the basement rocks. Basement rocks are exposed in small quantity and only sporadically. The mutual relation of these isolated granites and metamorphic rock masses, including the Nihonkoku gneiss, is difficult to explain. However, K-Ar ages of the granitic rocks in Northeast Japan are mostly middle Cretaceous (KAWANO, K. and UEDA, Y., 1965). So, it seems reasonable to consider that the Nihonkoku gneiss, or at least its granitic gneiss, may possibly belong to the plutonism which prevailed in middle Cretaceous age throughout Northeast Japan.

Acknowledgements

The writers are deeply indebted to Dr. K. CHIHARA of Niigata University for his valuable advice on their field works and for his appreciable opinions on the Nihonkoku gneiss. Also, their thanks are due to Mr. Y. KAWACHI, our colleague, for his interesting opinion on the relation between the Nihonkoku granite and the non-gneissose granitic rocks.

The assistance given by Dr. H. NAGASAWA of Gakushuin University in preparing Ar^{38} spike is gratefully acknowledged.

References

CHIHARA, K. (1963): Geology and petrology of granitic rocks and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture, Part II. *Jour. Fac. Sci. Niigata Univ.*, Ser. II, vol. 3, no. 5, p. 179–209.

SHIMAZU, M. (1964): Cretaceous granites of Northeast Japan, *Earth Science*, no. 71, p. 18–72. (in Japanese)

KAWANO, K. & UEDA, Y. (1965): K–A dating on the igneous rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 3rd Ser., vol. 9, no. 2, p. 119–215.

"日本国"片麻岩のK-Ar年代

柴田　賢　野沢　保

要　旨

新潟県岩船郡山北村小俣産の"日本国"片麻岩から分離した黒雲母について K-Ar 法により地質年代測定を実施した。求められた年令 92×10^6 年は白亜紀中期を示し，"日本国"片麻岩の生成はほぼ同時期に東北日本全域にわたって起った深成活動に関係づけられる。

550.93:552.31(522.8)

K-Ar Ages of Granites from Amami-ōshima, Ryukyu Islands, Japan

By

Ken SHIBATA & Tamotsu NOZAWA

Abstract

K-Ar age measurements were made on four biotites separated from granites from Amami-ōshima, Ryukyu Islands. The ages range from 49 to 56 m.y., and they indicate that the granites were emplaced in Eocene, Tertiary.

Geological setting

Amami-ōshima is one of the islands on the Ryukyu arc, about 300 km south of Kyushu. Rocks exposed there are mainly sandstone, shale, chert and schalstein with thin layers of limestone. Small masses of granitic rocks are intruded into these sedimentary formations, and they are named Kasari granite, Yamma granite and Koniya granite.

The Kasari granite is biotite granodiorite, medium-grained, light-colored, non-gneissose, mostly homogeneous and poor in inclusion, except mylonitized part. Nearly half of it is

Fig. 1 Index to Amami-ōshima

mylonitized to various degree. The strongly mylonitized part is colored in grass-green and often appears as if a kind of basic rocks. It is elongated in shape, about 5 km long and 1 km wide, in NNE-SSW direction. It is intruded into the "Ōgachi shale formation" which contains no fossil evidence on age. But recently a boulder which contains Ammonite of Upper Cretaceous age was found in the distribution area of this formation (ISHIKAWA and YAMAGUCHI, 1965). Therefore, there is a strong possibility that the Ōgachi formation may be of Upper Cretaceous age. Contact is mylonitic and thermal effect is scarcely to be found.

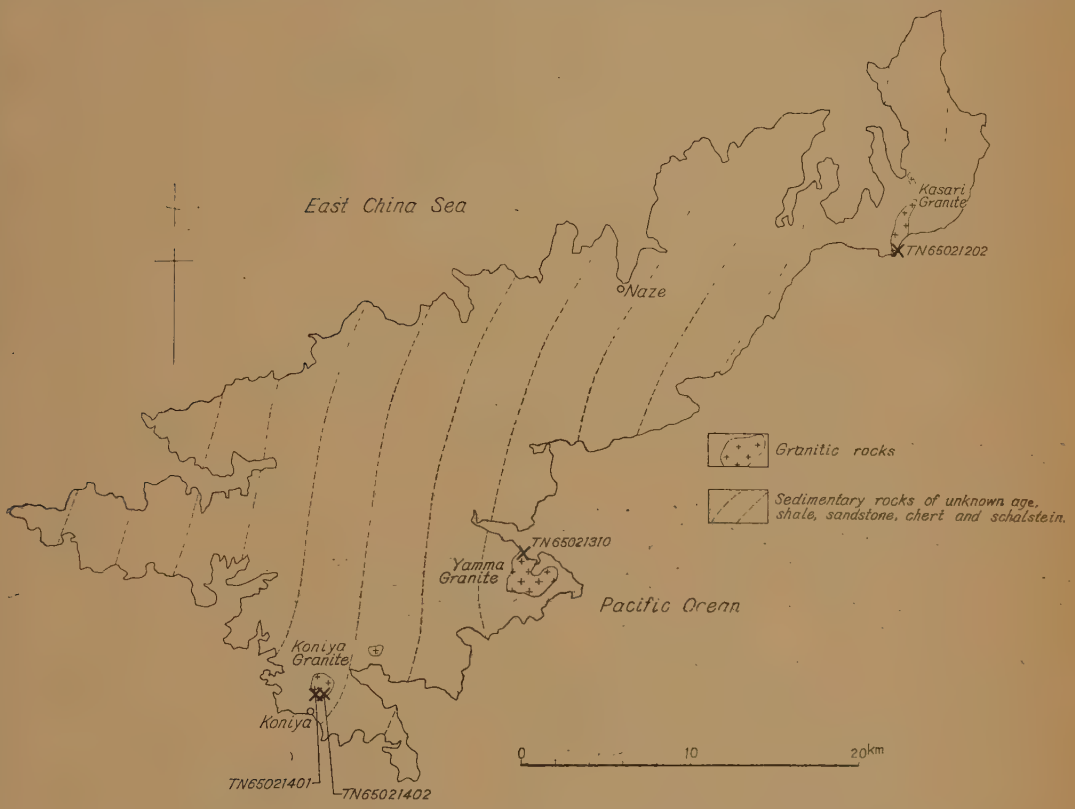


Fig. 2 Geologic map of the Amami-ōshima district

The Yamma granite is biotite quartzdiorite, fine-grained, greyish dark-colored, non-gneissose and somewhat heterogeneous. Besides quartzdiorite, granodiorite is reported in this granite mass, too (J. SUZUKI, 1937). Probably granodioritic part may be included in some part of it. It is round in shape, about 3 km across. It is intruded into the Ōgachi formation which is phyllitic in this neighborhood.

The Koniya granite is fine-grained biotite granodiorite, greyish dark-colored, non-gneissose, somewhat heterogeneous but poor in inclusion. It is a small mass, round in shape, about 2 km across. It is intruded into the "Ōtana sandstone formation". Its contact effect is not sure, but occurrence of cordierite biotite hornfels is reported by ŌBA (1959). The age of the Ōtana formation is not known because of lack of fossil evidence.

Description of the determined samples

(1) Biotite granodiorite (Kasari granite) (TN65021202)

Myōjinzaki, Ryūgō-mura, Ōshima-gun, Kagoshima pref.

It was taken from non-mylonitic part of the Kasari granite. It is light-colored, medium-grained, non-gneissose, homogeneous and free from inclusion. Under the microscope, it is composed mainly of biotite, plagioclase, potassium feldspar and quartz. Small quantities of tourmaline, apatite, iron ore and zircon are contained. Muscovite and chlorite are also contained as secondary minerals. Biotite is flaky, 0.5–2.0 mm long, and is severely altered

Fig. 3 Sample locality on the 1/50,000 topographic map, Akagina

to chlorite. Plagioclase is idiomorphic, prismatic, 1–3 mm long, and is oligoclase in composition. Potassium feldspar is allotriomorphic, 2–5 mm across, and is altered to some extent and perthite develops irregularly. Quartz is allotriomorphic, 2–5 mm across and graphic intergrowth with feldspar is often to be seen. Tourmaline is massive, 1–2 mm across, occurs in clot.

(2) Fine-grained biotite quartzdiorite (Yamma granite) (TN65021310)

Ichi, Sumiyo-mura, Ōshima-gun, Kagoshima pref.

It is fine-grained, greyish dark-colored, non-gneissose, homogeneous, free from inclusion and is strikingly fresh in comparison to other granitic rocks in this island. Under the microscope, it is composed mainly of biotite, plagioclase and quartz. Small quantities of iron ore, apatite and zircon are contained. Biotite is fresh and flaky, 0.5–1.5 mm long, with pleochroism, X: nearly colorless, Y, Z: brown, a little reddish. Plagioclase is idiomorphic, prismatic, 0.2–1.0 mm long, and basic oligoclase in composition. Quartz is allotriomorphic, 0.5–1.5 mm across. Zircon gives strong halo to biotite in contact.

Fig. 4 Sample locality on the 1/50,000 topographic map, Yuwan

(3) Fine-grained biotite granodiorite (Koniya granite) (TN65021402)

Jitō-tōge, Koniya, Setouchi-chō, Ōshima-gun, Kagoshima pref.

It is fine-grained, greyish dark-colored, non-gneissose, homogeneous, free from inclusion and gives porphyritic appearance by relatively large crystals of feldspar. Under the microscope, it is composed mainly of biotite, plagioclase, quartz and potassium feldspar. Small

Fig. 5 Sample localities on the 1/50,000 topographic map, Koniya

quantities of iron ore, apatite and zircon are contained. Prehnite and chlorite occur as secondary minerals. Prehnite veinlets are often found. Phenocrystic plagioclase is nearly idiomorphic, 5–8 mm across, altered to some extent, and is andesine or basic oligoclase in composition. Some of plagioclase is replaced by potassium feldspar. Quartz is also large but allotriomorphic, 0.3–0.6 mm across. Matrix is composed mainly of fine-grained biotite and plagioclase. Biotite is flaky, 0.2–1.0 mm long, and includes plagioclase crystals. Biotite is altered to some extent yielding chlorite and prehnite. Plagioclase is idiomorphic, prismatic,

0.1–0.3 mm long, and is somewhat decomposed and is andesine in composition. Potassium feldspar is allotriomorphic, 0.2–0.5 mm across.

(4) Fine-grained biotite granodiorite (Koniya granite) (TN65021401)

Nearly the same locality as (3), about 300 m west

It is coarser-grained facies of the Koniya granite and is quite similar to the sample (3) except grain-size, and is relatively fresh. Under the microscope, phenocrystic plagioclase is idiomorphic, 2–8 mm across, partly replaced by potassium feldspar. Biotite in the matrix is relatively fresh, with pleochroism, X: pale brown, Y, Z: deep brown. Tourmaline clot is found rarely.

Experimental procedures

K–Ar age determinations were made on the biotites separated from the rock samples, using the isotope dilution technique.

Separation of the biotites was carried out with an isodynamic separator after crushing and sieving.

Argon extraction and purification were made in the pyrex high vacuum system. The biotite was fused in a molybdenum crucible at about 1300°C for 30 minutes with an induction heater. The Ar^{38} spike was added during fusion, and evolved gases were purified by hot titanium sponge. The isotopic ratios of argon were measured with the Mitsubishi MS-315 mass spectrometer by the static method.

Potassium determination was made by flame photometry. Each sample was measured in duplicate except No. TN65021202 sample, on which four separate determinations were made.

The results of K–Ar age measurements are given in Table 1.

Table 1 Results of K–Ar age measurements

Sample No.	Mass	Mineral	K_2O (%)	Atmospheric contamination (%)	Age and error (million years)
TN 65021202	Kasari	biotite	1.07	46.7	49±6
TN 65021310	Yamma	biotite	7.52	39.7	55±4
TN 65021402	Koniya	biotite	4.86	10.5	56±3
TN 65021401	Koniya	biotite	2.90	20.6	54±3

$\lambda_\beta = 4.72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$, $\lambda_e = 0.584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

Geological meaning of the results

The results, 49, 55, 56 and 54 million years give good agreement to each other and are correlated to Eocene, Tertiary. Thus the granitic rocks in Amami-ōshima possibly belong to the contemporaneous plutonism, probably to the same plutonism, in spite of their petrographic difference. In Tokunoshima Island, 40 km south of Amami-ōshima, there are granitic rocks 63.5 million years old after potassium-argon method on biotite (KAWANO and UEDA, 1965*).

Formerly HANZAWA (1935) thought these granitic rocks to be of late Paleozoic or early Mesozoic age. J. SUZUKI (1937) tries comparison of these granitic rocks to those in the Outer Zone of Southwest Japan. Y. SUZUKI (1954) treats these granitic rocks as members of the

* Read before the 72nd annual meeting of the Geological Society of Japan.

Outer Zone granites. ŌBA (1959), too, points out the similarity of petrographic and chemical character of these granitic rocks and the Outer Zone granites. KONISHI (1965) proposes geotectonic zoning on the Ryukyu Islands in which granites of Kasari and Yamma are on "Kunigami belt" and granites of Koniya and Tokunoshima are on "Motobu belt". And he suggests that most of these granitic rocks may be of Miocene and there is a possibility of occurrence of some older granites in the Motobu belt.

According to the potassium-argon age on biotite, the Outer Zone granites in Kyushu are correlated to Miocene or Pliocene (MILLER et al., 1962). Then, there arises a possibility that granitic rocks on the Ryukyu arc may belong to different plutonism from the Outer Zone granites. It is to be noted that there are some granitic rocks of similar potassium-argon age in the Inner Zone of Southwest Japan, such as in Chūgoku region and Naégi region.

More precise study is wanted on these relations, petrographically as well as geologically.

Acknowledgement

The authors wish to thank Dr. H. NAGASAWA of Gakushuin University for the kind assistance in preparing the Ar^{38} spike.

References

HANZAWA, S. (1935): Topography and geology of the Riukiu Islands. *Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Ser. (Geol.), vol. 17, p. 1–16.

ISHIKAWA, H. & YAMAGUCHI, S. (1965): On the discovery of ammonite from Honto Island of Amami-Oshima, Ryukyu and its geological meaning. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 71, no. 833, p. 78–79. (in Japanese)

KONISHI, K. (1965): Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nansei-shoto). *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 71, no. 840, p. 437–457. (in Japanese)

MILLER, J., SHIBATA, K. & KAWACHI, Y. (1962): Potassium-argon ages of granitic rocks from the outer zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, no. 8, p. 712–714.

ŌBA, N. (1959): Geology, especially granitic rocks near Koniya, Amami-ōshima. *Sci. Rept. Kagoshima Univ.*, no. 8, p. 115–124. (in Japanese)

SUZUKI, J. (1937): On the granitic rocks of the outer zone of Southwest Japan and the Ryukyu Islands. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 44, no. 526, p. 625–660. (in Japanese)

SUZUKI, Y. (1954): On the relation between the mineral and chemical composition of some acid plutonic rocks in Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. 4, vol. 8, p. 431–450.

奄美大島花崗岩の K-Ar 年代

柴田　賢　野沢　保

要　旨

奄美大島の4個の花崗岩から分離した黒雲母について，K-Ar 法による年代測定を行なった。求められた年代 49，55，54，56×10^6 年は，これらの花崗岩が第三紀始新世に迸入したことを示す。

資　　料

543.5.064 : 553.43+553.48 : 550.822

岩石の化学組成研究における捕獲γ線および放射化スペクトル測定の応用*

A.I. Kholin, K.I. Yakubson & G.A. Nedostup

新　宮　洋　彬　訳

要　　約

熱中性子による放射化，捕獲γ線スペクトル研究に基づいた岩石の化学組成研究の核物理学的方法の確立に関する研究結果が N. M. グプキン記念石油化学およびガス工業モスクワ研究所核地球物理学実験所によって報告された。

1. 岩石のγ線の測定スペクトルは，個々の励起核によって放射されたγ線の重ね合せとして考えることができる。各岩石のスペクトル特性を概測するために，おもな鉱石組成物（Al, Na, Mn, Cu, Fe, Ni, S, Ca, Si）およびその化合物の放射化および捕獲γ線スペクトルが特殊な模型で測定された。

岩石は2つのグループに分けることができる。第1グループには，同定すべき元素をもった岩石のγ線スペクトル中でもっとも硬い線を出す（鉄鉱石・ボーキサイト・耐火粘土・石灰岩-Fe，ケイニッケル鉱-Ni）元素をもつ鉱石が含まれる。

第2グループは探査しようとする元素のスペクトルが岩石を構成する他の元素のスペクトルを背景として認められる有用鉱物からなる。

硫化ニッケル鉱（Fe および Cu のバックグランド上の Ni），含チタニウム（黒色磁），鉄鉱（Fe のバックグランド上の Ti），クロム鉄鉱（Fe のバックグランド上の Cr）等も第2グループに加えることができる。

2. γ放射線スペクトル測定の大きな能力と高い効率はニッケル銅鉱およびボーキサイトの産地の孔井における研究によって実証された。

ニッケル銅鉱鉱床で捕獲γ線スペクトル測定の適用は，以前には地球物理学（核地球物理学を含む）によって行なわれ得なかった孔井中の鉱床準の決定という大きな問題を実際上明瞭に解決することを可能にした。

孔井の地質調書に地球物理学上のデータを付加することは有用埋蔵物の見落しを防ぐばかりでなく，本質的にその厚さと位置を正確ならしめる。

ボーキサイト鉱床でのスペクトル測定の適用は連続放射化検層のデータに関し稼行層準の検出効果を著しく高めたし，放射線を用いる方法によってボーキサイト中に測定される元素のグループを拡大させた。ボーキサイトの主要有用成分 Al のほかに Mn, Na, Mg, Fe および Ti もその中に加えられる。

3. 実験および孔井研究は（その結果は報告された）МИНХ および ГП 核地球物理学実験所で作られた孔井用γスペクトロメータを用いて行なわれた。スペクトロメータは比較的構造が簡単でかつ操作が確実であることがすぐれている。プローブの吊下げと地表への信号送信には普通の3芯探鉱ケーブル "KTO" が使用されており，そのこともまたすぐれた点のひとつである。

4. 報告の結論として，地球物理学の実験にγ線スペクトル測定の利用が，孔井中にある鉱石の化学組成の問題解決にもっとも重要なことであるとのべている。

---

* А. И. Холин, К. И. Якубсон, Г. А. Недостул (1962): Применение спектрометрии гамма-лучей захвата и наведенной активности для исследования вещественного состава горных лород, Труды конференции ядерных геофизиков, 24-30 сентября, Краков, Польша, p. 781-811.

I. 捕獲γ線の利用

最近，核地球物理学にとって鉱石の化学組成の測定に使用される原子核の特性を組合わせることがめだつようになった。もっとも著しい特徴のひとつは，鉱床から孔井に放射するγ線スペクトルの組成に関するデータを利用することである。

励起核によって放射されるγ線スペクトルは原子核構造の各特性を映しだし，またそれを同定する確実な方法である。

鉱石のγ線スペクトル測定はガンマ検層や中性子ガンマ検層，放射化検層のようによく知られた核地球物理学的方法のより発展したものとして正式に認められている。一方γ線の測定スペクトルの解釈に関する多くの専門的な問題や標準的方法に較べ，原理的に新しい，スペクトル検層がもっている方式は核地球物理学の独自の分野にしたがってわかれている。

γ線スペクトル測定は核地球物理学の普通の方法と同様，パッシブおよびアクティブな方法に分けることができる。鉱石の天然γ線スペクトル測定はパッシブである。鉱床にそれを用いて各種天然放射性元素のみ同定することができる。この方法によって解決される問題の範囲はおもに原子燃料の探査にある。一方この方法は，とくに有用埋蔵物が別の放射性元素と結合している場合の非放射性有用埋蔵物の化学組成の研究に大いに役立つ。

鉱床の化学組成研究のもっとも有効な方法は，中性子による鉱床照射の際放射化される励起核のγ線スペクトルに基づいたアクティブな測定である。

鉱石の放射化スペクトルの相対的単純性，すなわち各放射性同位体に関連した明瞭な線がスペクトル中に現われることが放射化γ線スペクトル測定を特徴づけている。

一方捕獲γ線スペクトル測定を検討してみる。孔井中および地層模型で得られる捕獲γ線スペクトルは通常各元素に関連した明瞭な最大値を含まない，またゆるい減少曲線の形をしている。このことは励起核によって放射されるγ線の一次スペクトルの合成によって説明できるし，スペクトルの記録に使われるスペクトロメータのシンチレーションカウンタに生ずる過程によっても説明できる。

多くの場合鉱石で実際に測定される捕獲γ線スペクトルの見かけ上の無信号はこの有用埋蔵物の化学組成研究方法の利用に悲観的な関係を生じた。しかしこの見解には応ずることはできない。捕獲γ線スペクトルは鉱床の組成分を評価するための充分な信号をもっている。

地球物理学の課題はわれわれが測定しようとする個々の元素に対応した放射線を総合スペクトルから検出する研究としてみなすべきで，これらスペクトルの解読の方法論にある。

鉱石のγ線スペクトルは，鉱床に含まれている個々の核によって放射されたγ線の重ね合せとしてみることができる。

第一段階としてこのスペクトルの重ね合せの方法は重要鉱石の構成元素のγ線の実測スペクトルの研究を前提としている。

各元素の実際に測定されるγ線スペクトル型は多くのファクターの総合作用によってきまる。ファクターは2つのグループに分けることができる。第1グループには，まずγ線源の空間分布に基づき次にγ線の地層物質との相互作用で一次スペクトルの歪みに基づく，鉱石の中性子線特性およびγ線特性に関連したファクターが含まれる。

ファクターの第2グループはシンチレーションスペクトロメータの計数の際生ずる。とくに機器効果に関連している。

孔井測定の条件に応ずる実際の検出器によるスペクトロメータの分解能の算定方法は現在のところ存在しない。それゆえその実験的測定の必要性が生ずる。

同じ研究例としては，検出される元素 (Fe, Ni, Cu, Ca, Na, S, Si) のはいったガラス管を同心円状に均等に入れた水を含む容器 ($1.5\times1.2\times1.2\ m^3$) からなる不均等模型中における若干の鉱石構成元素のスペクトル測定がある。

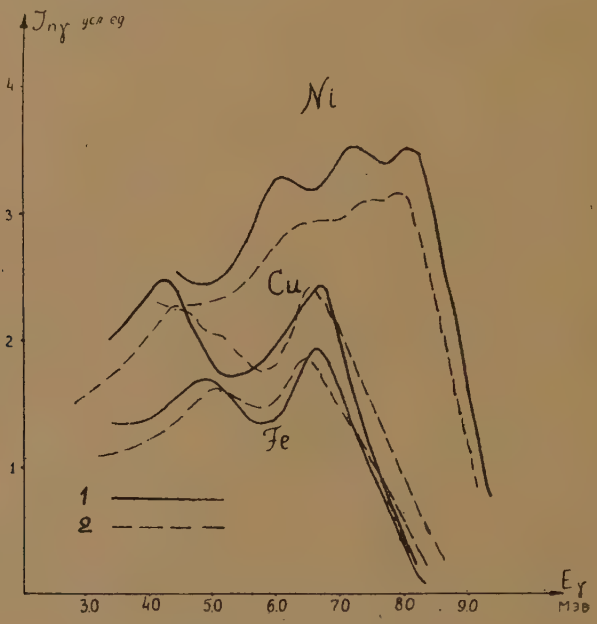
スペクトル測定は単一のシンチレータをもつスペクトロメータによって行なわれる。シンチレーションカウンタ (シンチレータ NaI (Tl) 40×50 mm)，鉛製遮蔽 (20 cm) それに中性子源

は模型の中心にあるプラスチックスリーブにとりつけられた注1)。

模型の構造は測定されるスペクトルの次のような固有な特性を条件づけている。これらスペクトルは測定器の周囲の薄い層（厚さ 10～15 cm）にある励起核の一次非散乱γ線スペクトルとして測定することができる。

第1図に掲げた捕獲γ線スペクトルの測定では核の励起レベルを示す各単一エネルギーの不明瞭性が注目される。

核の基底状態への移行のもっとも確率の大きい過程に相応する強い線のみが明瞭な最大値として現われる。このような線とは例えば，Fe のスペクトル中の 7.6 MeV や 6.026+5.92 MeV，Cu のスペクトル中の 7.9+7.63 MeV，Na のスペクトル中の 6.40 MeV がある。Ni の実測スペクトルにとって一次スペクトルで高エネルギーのグループとなって示される 8～6 MeV のエネルギー区分で拉った極大部分が特徴である。



第 1 図 a　Ni, Cu, Fe 核による熱中性子捕獲 γ線スペクトル
1—実験スペクトル
2—算定スペクトル

捕獲γ線スペクトルの個別の線の不明瞭さを示す原因のひとつは，軟γ線範囲におけるシンチレーションカウンタの分解能が比較的低いことである。

上記のごとき実験は鉱床からきたγ量子の拡散した流れに対するスペクトロメータの分解能を評価することを可能にする。

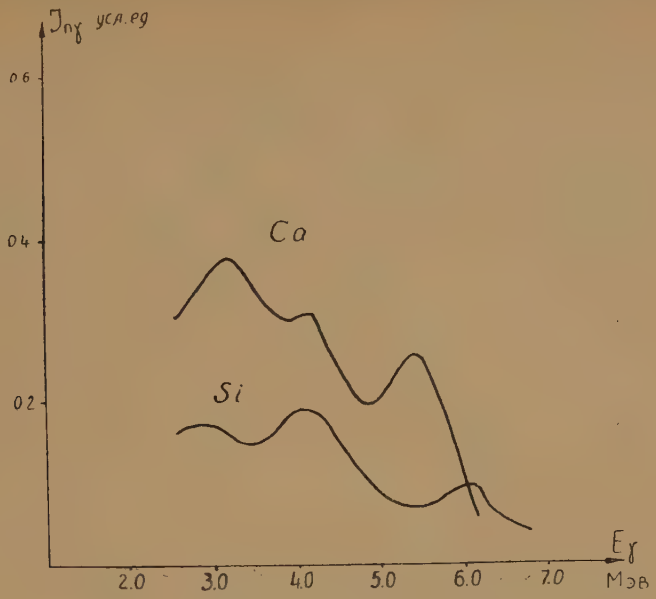
この場合，各種元素のスペクトル中のもっとも硬い線で示された分解能は約 17～20 % であった。

実験および算定スペクトルの比較に基づき（第1図 a）捕獲γ線スペクトルの形が，放射線源の構造によってあまりかわらないという重要な結果を得ることができた。

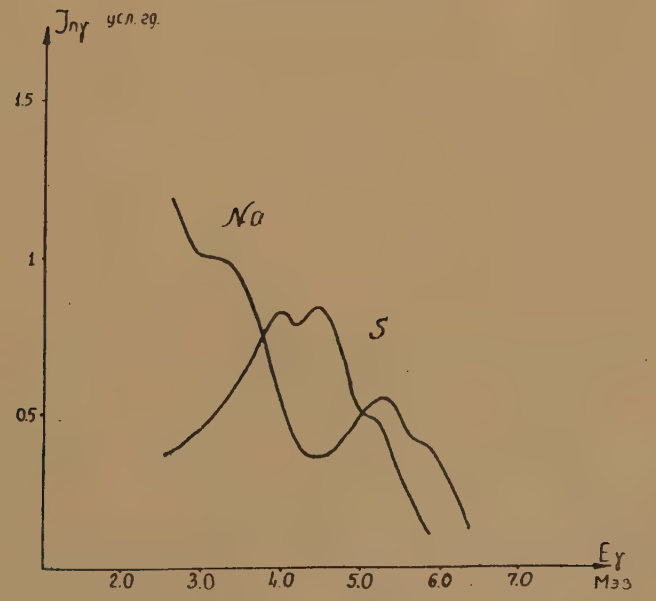
算定スペクトルの計算資料として点状単色放射線源による実測線の形に関するデータが使用された。それらデータは〔1〕に掲げられ，スペクトロメータの実際上の分解能の算定により変形されたものである。

模型では各元素のγ線スペクトルのほかに測定器のスリーブ，スペクトロメータの金属部分，

注1)　測定は3芯ケーブル KTO-1，長さ1キロメートルをつけた現存の検層器で行なわれた。



第 1 図 b　Cu および Si 核による熱中性子捕獲 γ 線スペクトル

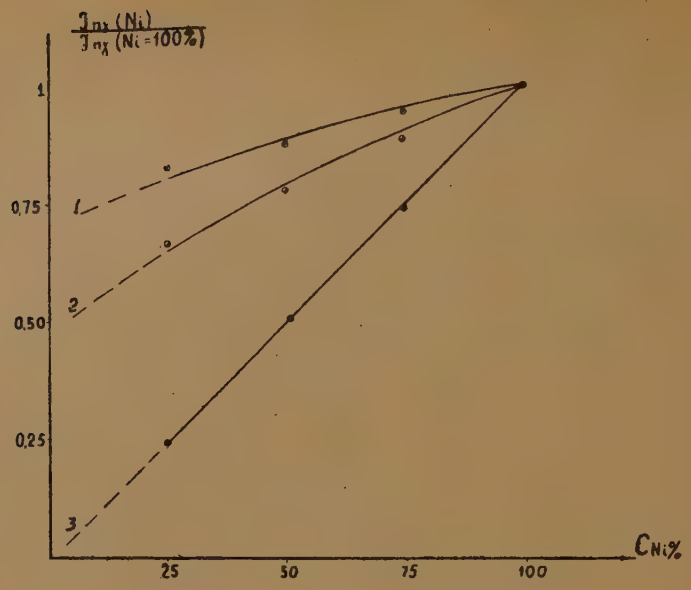


第 1 図 c　Na および S 核による熱中性子捕獲 γ 線スペクトル

回路部分，シンチレータ，マンドレルによる中性子の捕獲の結果起るバックグラウンドγ線スペクトルの形が研究された。

バックグラウンド放射線の存在は，捕獲γ線スペクトルの解釈には邪魔になる。第2図には，模型中の Ni の濃度に対する各種エネルギー範囲の捕獲γ線強度の依存性を示すグラフが示されている。バックグラウンド放射線の影響を無視できるもっとも硬い放射線の領域においてのみ実験直線は座標の基点を通過する。

模型中での測定の結果得られるバックグラウンド放射線スペクトルの形状は孔井状況に移しても維持されることが正確に知り得る。このことは実際に孔井で得られたスペクトルの解釈を容易にする。



第 2 図 Jn, γ = f (CNi) の関係
1 — E_γ = 4.7 — 5.7 MeV
2 — E_γ = 6.2 — 7.0 MeV
3 — E_γ = 8.6 — 9.0 MeV

模型中で測定された個々の捕獲γ線実測スペクトルを利用して，複雑な化学構造をもつ鉱床のγ線スペクトルの形をほぼ評価することができる。

各元素を検出するという見地から鉱石の捕獲γ線スペクトルは2つの型にわけられる。第一の型には次の鉱石が含まれる。すなわちそのγ線スペクトル中でもっとも硬い線が同定すべき元素の放射線（例えば，石灰岩・ボーキサイトのスペクトル中の Fe 線）と一致する鉱石である。

この型のスペクトルの解釈法は簡単でそのエネルギーがある一定の限界を越すγ線が記録される。

閾エネルギーの量を決定する際とか他の元素の放射線の影響を見積るために上記の各元素の実測スペクトルが使われる。第一型のスペクトルを解釈するときにはバックグラウンド放射線のあり得べき影響を勘定する必要があることに注意しなければならない。バックグラウンド放射線の影響があれば，分析されるスペクトルを第二型に移しその解釈に適した方法を取らねばならない。

捕獲γ線スペクトルの第2型——もっとも一般的なものである——の特徴は2つの元素を分離できるような放射線のピークが存在し得るところのエネルギー範囲がないということである。その場合，捕獲放射線の合成スペクトルの中の元素の数量は通常そのエネルギーの減少につれて増大する。捕獲γ線スペクトルの見かけ上の“無信号”について述べられるとき，ほかならぬこの第2型スペクトルが考慮されているのである。実際に2種類の成分からなる混合物（Ni, Fe）のもっとも一般的な場合でさえ総合スペクトル型による元素の同定は困難である。(第3図)

第2型のスペクトル解釈の方法は，鉱石を組成する各元素の放射線の重ね合せの原理に基づいている。

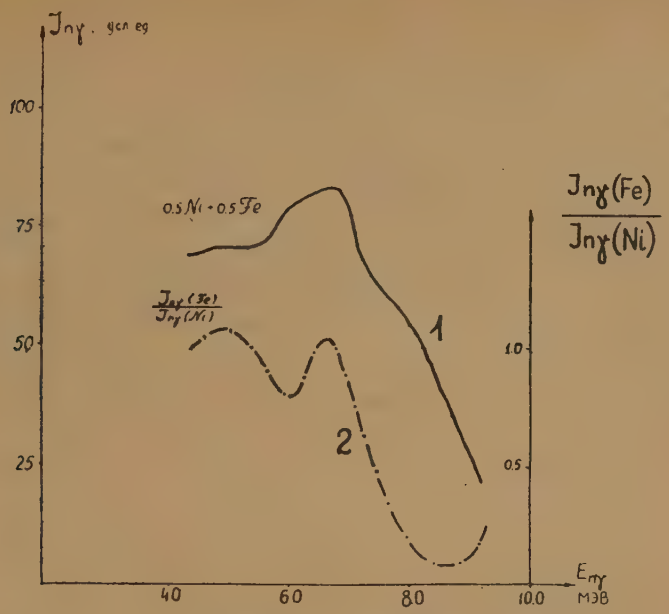
任意に選ばれたエネルギー Ei の捕獲γ線の強度は，各元素と関連した放射線の総計として示される。

$$J(Ei)=J(Ei)_q+J(Ei)_k+\cdots\cdots+J(Ei)_j+J(Ei)_f$$

この場合添字 q，k‥‥j は放射性元素であり，f はバックグラウンド放射線である。

J(Ei) の総合強度を各成分に分離するにはエネルギー領域を限った m 個の捕獲線の強度を測定する必要がある。(m は放射性元素の数と同じである)。

エネルギー (Ei) の領域中での鉱床の構成元素のγ線強度と，他のエネルギー領域の個々の中



第３図　Ni および Fe の同重量のものからなる媒体の捕獲γ線実験スペクトル（1）
Fe および Ni の放射線のエネルギー分布の合成（2）

にある同一元素の放射線強度をプラスした係数の値がわかっている場合においてのみこの測定の結果得られた $m+1$ の方程式から元素の含有量が決定できる。

方程式の正確度は，捕獲γ線強度の測定のためエネルギー領域がどれだけうまく選ばれたかということに大きく依存している。

主要な鉱床の構成元素の実測スペクトルを利用して，有用埋蔵物の各種別ごとに最良の測定条件を示すことができる。すなわち Ni, Fe（第３図）の混合物では，（Fe 放射線より大きい）$E_{cp}=6.6$ MeV と（Ni 放射線より大きい）$E_{cp}=8.4$ MeV 等のエネルギー領域中の捕獲γ線の解釈を行なうことがもっとも合理的である。

このように第２型の捕獲γ線スペクトルの解釈は鉱床の組成をなす各元素の放射線実測スペクトルの形を示す係数の大きさを測定することに帰結する。不均質模型で測定されたスペクトルをもとにして得られた係数は定性的評価のためにのみ使用される。

実際の孔井状況に一致する係数の値は，同じ原理にしたがう模型実験で，あるいは孔井測定と，コアの化学分析との比較の結果得られる。捕獲γ線スペクトルの解釈方法の全体的な状況は有用埋蔵物のいろいろなタイプの化学組成の研究の際示される。硫化ニッケル銅鉱石の探査のための捕獲γ線スペクトル測定の特徴を，実例としてみてみよう。

こんにちまでニッケル銅の鉱床で掘さくされた孔井の多くはコアの調査によって記録されていた。稼行層準のみならず鉱床の硫化物の鉱化作用のなかで，電気検層の標準型方法（МЭП, МСК）は孔井断面をはっきりと区分することや，ニッケル銅鉱化作用の範囲を区別することができない。そのためγ検層（ГМ および ГГМ）を使用するという試みも大きな成果はなかった〔2〕。

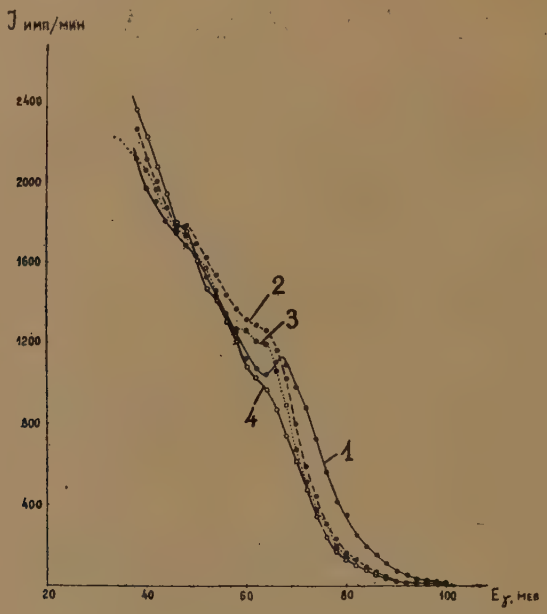
ニッケル銅鉱床探査に捕獲γ線スペクトル測定を使用するための物理的な前提は，鉱石その他鉱床を組成する元素のコアの分析値との比較に基づいている。鉱床の構成元素の実測スペクトルの形の見積りによってだされた数字は，ニッケル銅鉱石の捕獲γ線スペクトルが第２グループに属することを示した。エネルギーの広い範囲では，総合スペクトルに多数の元素が記録される。スペクトルの高エネルギー部分（$E_\gamma=8.0+9.0$ MeV）でのみ励起核 Ni の放射線は放射線の全計数の半分以上を構成する。

硫化ニッケル銅鉱産地の孔井の一つで記録されたニッケル銅鉱その他千枚岩の捕獲γ線スペク

トルは第4図に示されている。これらスペクトルの特徴は捕獲γ線スペクトルが見かけ上現われないことを確認することにある。鉄分を 40 % まで含む大量のニッケル銅鉱の放射線スペクトルでは 7.6 MeV の鉄の線を示す明瞭な最大値が検出される。このことは，鉄鉱石中の鉄含有量の測定に，捕獲γ線スペクトル測定が大いに役立つことを示している。

孔井スペクトルと計算によるものと比較して，後者が質的には正確に，高いエネルギー範囲 (E_γ>7 MeV) におけるスペクトルの様子を示すことに注意しなければならない。さらに低い領域においてスペクトルの比較をよくするためバックグラウンド放射線量の計算が必要であり，それは，孔井の中心の熱中性子の密度の測定を利用して行なわれるであろう。

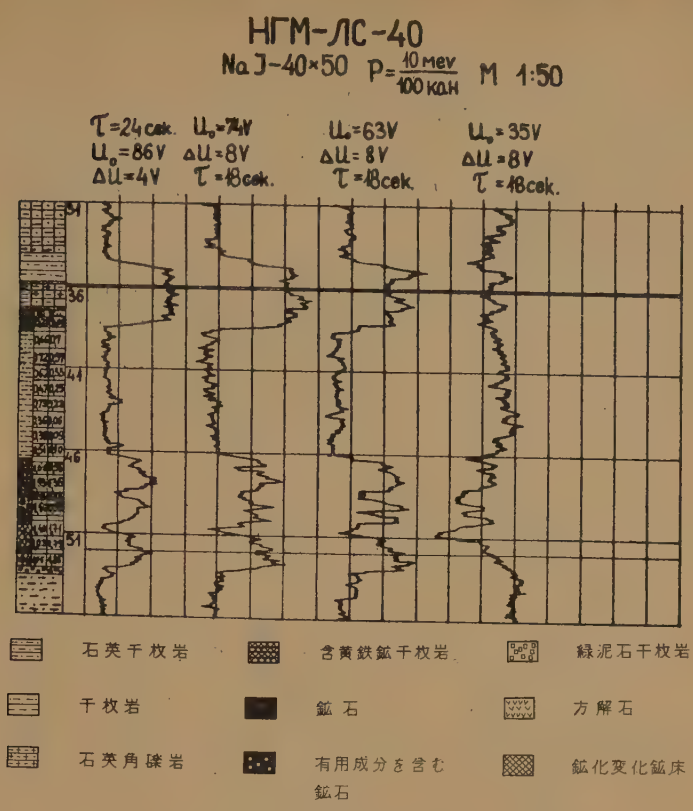
ニッケル銅鉱とその他，鉱床のスペクトルの比較は高いエネルギーの捕獲γ線の記録の際，双方間のもっとも大きな差異が予測されることを示している。4.5 から 5.5 MeV のエネルギー領域でこれらの鉱床は捕獲γ線の強度では実際上はっきりしないが，4.5 MeV 以下のエネルギーの際他の鉱床は鉱石よりも高い示度で示される。



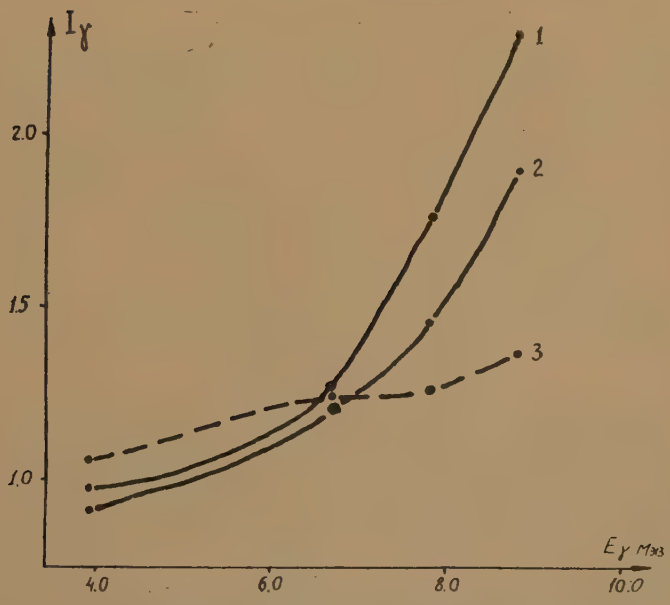
第 4 図　孔井中で測定された捕獲 γ 線スペクトル
1—大量のニッケル銅鉱石
2,3—ニッケル銅混入鉱物
4—千枚岩

3 種の鉱石がある孔井でいろいろな捕獲γ線の強度測定の結果が第5図 a，b (省略) に掲げられている。3.5+4.3 MeV エネルギー領域での放射線記録の際この産地の鉱床の典型的なスペクトル特性は第4図のとおりに鉱床は実際上検出できない (あるいは低い示度によってしか示されない)。また記録放射線エネルギーの増加の場合は正の異常となってでてくる。鉱床差別の記録エネルギー領域区分への依存性は第5図 c に示される。ここでは捕獲γ線エネルギーの関数として，鉱床中の鉱石の相対的検出効果の値 $I_\gamma = \frac{J_{\gamma x}}{J_{\gamma bM}}$ が示されている。もっともはっきりした差異は 8.6～9.0 MeV のエネルギー中で得られ，そこではニッケルからの放射線の相対的量がもっとも多い。

深さ 102.9～104.5 m にある鉱化千枚岩層の異常を述べねばならない。この層の硫化物鉱化作用は主として黄鉄鉱に関係している。捕獲γ線スペクトル中で Fe のγ線が優勢である 6.3+7.1 MeV 区域においてこの層は 1.5−2.0 % のニッケルを含むニッケル銅層 (深さ 108.6−116.0 m) と同じ示度で示される。スペクトルの高エネルギー部分へ移行するほど鉱石による異



第 5 図 a ■ニッケル銅鉱石産地孔井で記録された γ 線強度曲線



第 5 図 c　記録放射線エネルギーと鉱床の相対的検出効果 $I_\gamma = \frac{J_{\gamma x}}{J_{\gamma bM}}$

1—大量のニッケル銅鉱
2—混合鉱石
3—含黄鉄鉱千枚岩

常の相対値は急に大きくなる。

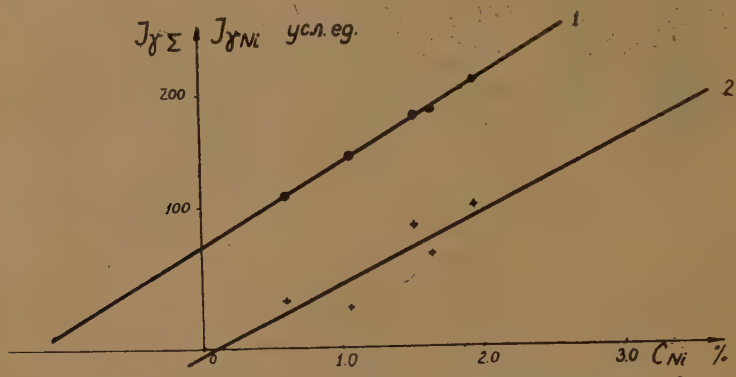
孔井断面でニッケル銅鉱化地帯の定性的分析の場合主要な問題となるのは，硫化鉱化した鉱床と鉱物体で示される異常の区分である。

含黄鉄鉱千枚岩層の選別とともに研究された実例はこのような異常の定性的識別方法を指示している。

一方捕獲γ線スペクトル測定の特徴は，鉱石中の有用成分—ニッケルの含有量をスペクトルを使用して評価できることである。

より硬い捕獲γ線の総合強度によるニッケル成分の測定は，この放射線の存在する部分が鉄の励起核によって放射されるかぎり満足な結論は得られない。このことは第6図の1のグラフではっきりと証明される。ここでは 8.6−9.0 MeV エネルギー領域における捕獲 γ 線強度と，採取されたコアで測定された鉱石層におけるニッケルの含有量が比較してある。

実測値が周囲に点在している直線は Ni 含有量が負の値の所で横軸を切る。



第6図　鉱床（CNi）中のニッケル含有量と記録放射線強度との関係のグラフ
1—$J_{\gamma\Sigma} = f(C_{Ni})$
2—$J_{\gamma Ni} = f(C_{Ni})$

上にのべた第2タイプのスペクトル測定法に従って，捕獲γ線の総合強度を個々の単一元素の成分へ分離するためには，実際の孔井におけるこれら元素の放射線実測スペクトルの型を知る必要がある。すでに明らかな化学成分（Ni と Fe 含有）をもった鉱床によって作られた，Ei に関する方程式を解くとすれば孔井中で測定された Ni と Fe のエネルギー間隔に対して Ni と Fe の放射線強度の相互関係を示す係数が得られる。単一元素成分への総合強度の算定の結果できたグラフ $J_{\gamma Ni} = f(C_{Ni})$（第6図-2）はニッケル含有量とその励起核の捕獲 γ 線の強度との関係の正確な特徴を，主として示している。グラフ中の中間直線 $J_{\gamma Ni} = f(C_{Ni})$ のまわりに散らばる実測値が多いのはバックグラウンド放射線の量が算定できないからであり，また 7.4−8.2 MeV エネルギー領域では明瞭な強度を示す Cu，Al の放射線も算定できないことによる。

II. 放射化の利用

放射化スペクトル測定方法は，捕獲γ線スペクトル分析の上に述べたような方法と大きな関係がある。この際放射化スペクトルの解釈を著しく簡単にする二つの事柄を指摘しなければならない。第一に放射性アイソトープの壊変図式は，基底状態への励起核の放射遷移図よりも若干単純である。第二としては個々の同位体のエネルギー特性とともに放射化の複雑なスペクトルの分析では平均寿命ごとの区別が行なわれる。

各放射性同位体のγ放射線スペクトルの相対的単純さにもかかわらず，複雑な化学組成をもつ鉱石の大部分の放射化スペクトルはスペクトルの第二型（捕獲γ放射線スペクトルについて述べた際われわれが行なった分類に従う）に属する。

照射，冷却，測定の適当な時間を選択することによって多くの場合，この問題を解く場合対照

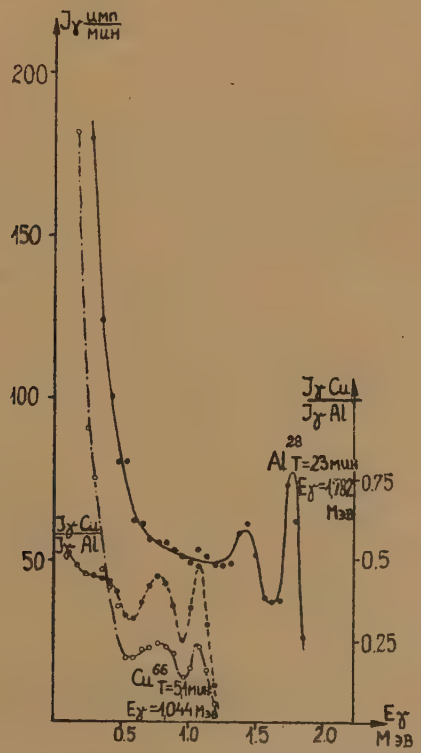
としないアイソトープの放射線の妨害作用を少なくすることができる。放射化された元素の半減期の適当な関係で，スペクトルの形を第 I 型のスペクトルへ完全に変化することができる。

研究される元素の半減期が，鉱床中の他の誘導放射性同位体よりも少ないときにもっとも簡単にこのような変態が起る。この意味において，ボーキサイトのアルミ成分を測るのに放射化γ線スペクトル測定はすぐれている。Al^{28} (2.3 mim) の小さな半減期は，アンプル入りの Po-Be および Po-B 中性子源を使っての連続放射化検層を可能にする。Al^{28} の測定スペクトル中の光電吸収のピークに応ずる放射線強度を記録しながら，他の元素の放射線の妨害を最低に押えることができる。

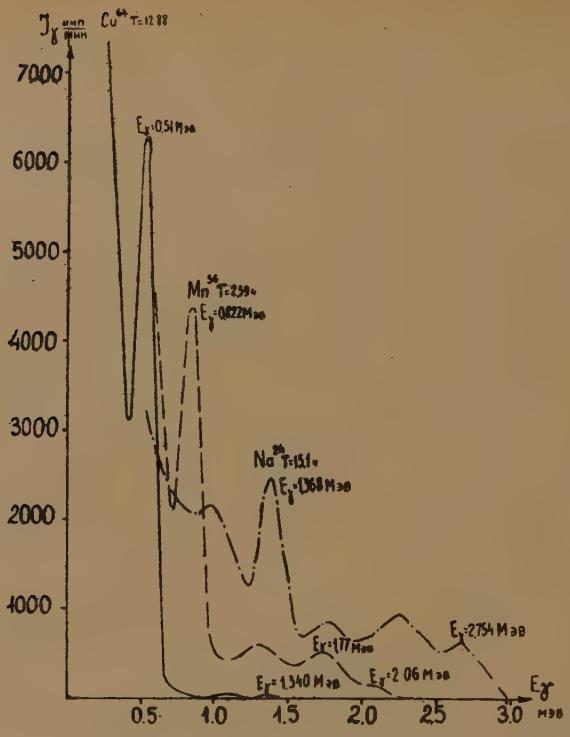
記録スペクトルに現われる後者の量は，放射化スペクトル中におけるいろいろなエネルギー間隔に応ずる放射化検層図の比較を基に示される。アルミニウムのさまざまな含有量をもつ層のもっともはっきりした差異は，エネルギー $E_{cp}=1.79$ MeV をもつγ線の強度変化を記録するカーブで示される。

放射化γ線スペクトル全線の強度を表わす積分係数のカーブと較べると差異は 10-15 % 増大する。

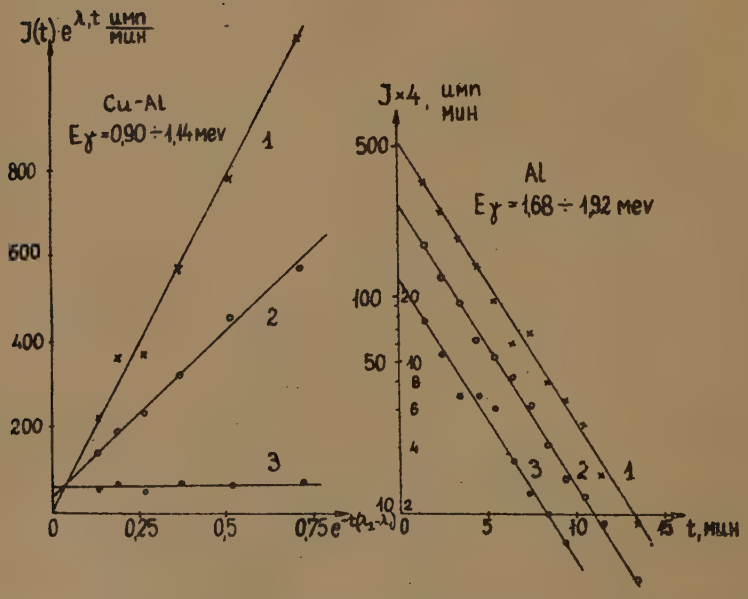
すべての場合妨害元素を無視できるほどにその放射能の影響を少なくすることに成功してはいない。このような場合には，単一元素成分を選別するのにもっとも正確である記録放射線エネルギーの選択が大きな意味をもつ。不均質モデルで測定された若干の放射性同位体の放射化γ線実測スペクトルは第7図 a，b に示されている。これらスペクトルは，エネルギーのいろいろの領域において放射化される鉱床の組成元素のγ線の関係をしらべるのに利用することができる。放射化スペクトル中におけるエネルギー線の多くは光電吸収のはっきりしたピークとなって現われる。それとともにコンプトン最大値がはかられるが，多くの場合（比較的硬いγ量子にとっては）2つの過程の重なりが起る確率も計算しなければならない。(Na^{24} スペクトル中の 2.75 MeV の2つのピーク：第7図 b）



第 7 図 a　Al^{28}, Cu^{66} 放射化 γ 線の実験スペクトル



第 7 図 b　Mn^{56}, Na^{24}, Cu^{64} 放射化 γ 線の実験スペクトル



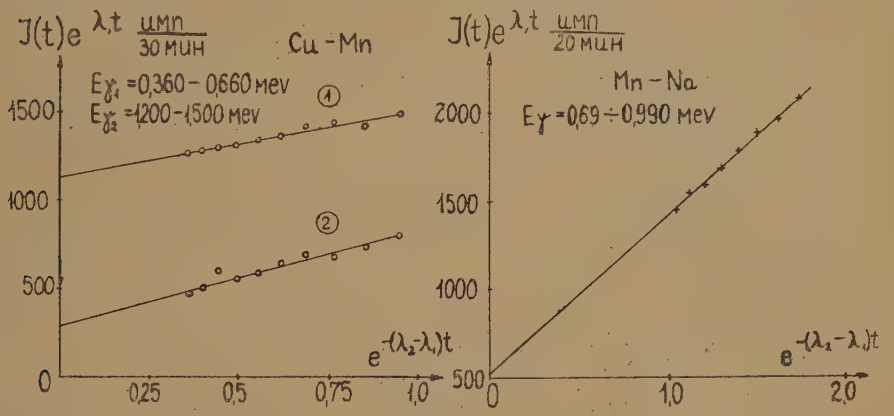
第 8 図 a　ニッケル銅鉱と他の鉱床の誘導放射能の減少および短寿命同位体 Al^{28}, Cu^{66} の放射能曲線

1—大量の鉱石
2—混合鉱石
3—千枚岩

誘導放射能（あるいは天然）のγ放射線と一致するエネルギー領域のシンチレーションスペクトロメータの分解能は捕獲γ線の記録の場合より高く約 15～17 % である。

放射化による種々さまざまなスペクトルの解釈の際起るトラブルは硫化ニッケル銅鉱の例で説明される。銅の同定は2つの同位体の γ 線 Cu^{64} (T=12.8時) および Cu^{66} (T=5.15分) によってできる。一方この場合でもその他の場合でも放射性銅の放射線は，その中性子放射の際，鉱石中に起る他の放射性同位体の放射線を伴う。

放射化による銅成分の選別をするのに，定められたエネルギー範囲の放射線強度の短時間の測定に限ってはならず，時間に応ずる放射化効果の変化を示すカーブを取る必要がある(第8図a, b)。



第 8 図 b　ニッケル銅鉱と他の鉱床の誘導放射能の減少および長寿命同位体 Cu^{64}, Na^{24}, Mn^{56} の放射能曲線

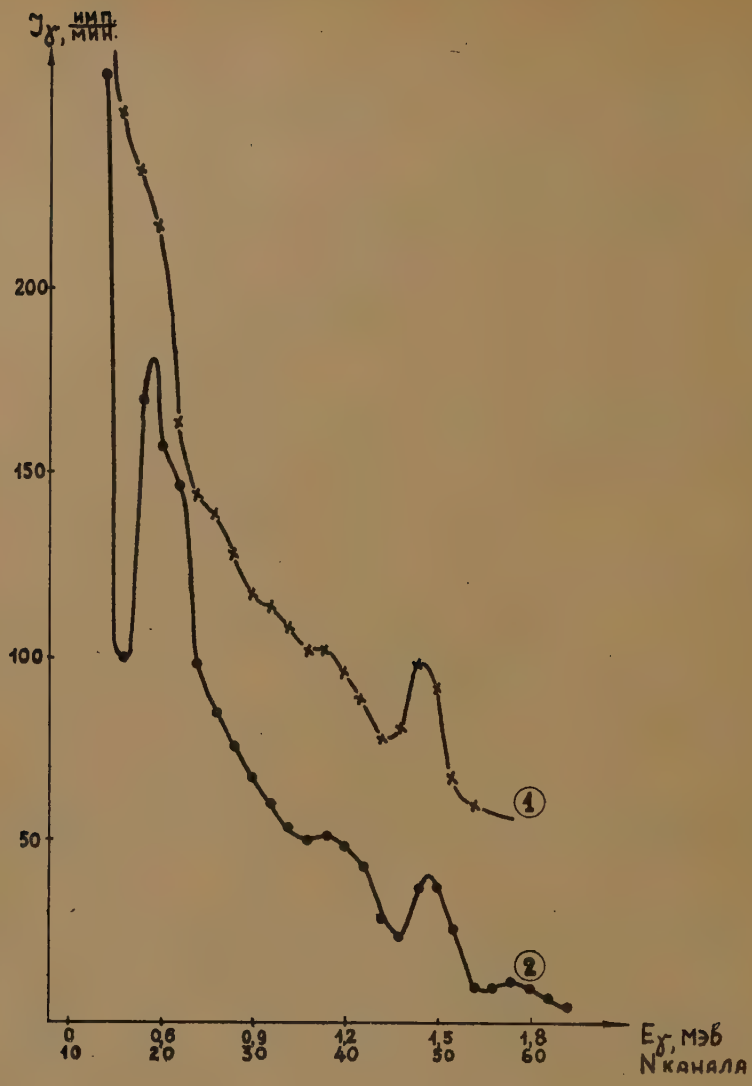
捕獲γ線および放射化のスペクトルの測定を基礎に得られる鉱石の性質に関する知識は多くの場合天然γ放射線スペクトルについてのデータを利用することによってさらに充実したものとなる。

とくに天然γ線スペクトル測定は硫化ニッケル銅産地における他の鉱床の特性測定に利用された。第9図には2種類の鉱床―千枚岩変成橄覧岩―の天然 γ 線スペクトルが示されている。K^{40} 放射線によって示される明瞭な最大値と RaC を示す最大値はいろいろな組成の混入鉱石を正確に同定することを可能にしている。

実際の孔井状況の天然放射性元素のγ線の実測スペクトル形の研究は，γ線源の空間分布が多くの鉱石に等しく，非常な正確度で得られるということによって，著しく容易になった。このことはγ線の物質透過の近似測定の原理を使って，普通の鉱石の模型において，いろいろな密度あるいは成分の鉱床の放射性元素の標準γ線スペクトルを得るのに役立っている。

ソ連邦の種々有用埋蔵物産地におけるスペクトル測定法の実験は鉱物の成分研究のため効果的に利用できることを実証している。

この方法の今後の基本的な問題は，鉱石のγ線の複雑で多量成分を含むスペクトルの測定（解読）方法を深めることにある。



第 9 図　ニッケル銅産地の鉱床の天然放射性 γ 線スペクトル
1—千枚岩
2—変成橄欖岩

文　献

1. Вяземский и др. – "Сцинтилляционный метод в радиометрии", Атомиздат, 1962 г.
2. Постельников А. Ф. – Опыт применения каротажа на месторождениях медно-никелевых руд Мончегорского района, Тр. МГРИ, т. 36, 1959 г.

講演要旨*

火山性地すべりの地質特性に関する総合研究

安藤　武

防災関係総合研究の一環として，神奈川県箱根町の大涌谷・早雲山地区を研究フイルドとし，火山性地すべりの発生機構および予知に関する研究を実施した。地質調査所では主として地質特性に関する研究を，土木研究所では運動特性に関する研究を協同研究として行なった。防災地質グループとして，この総合研究で次のような内容に関する研究成果を実施担当者によって取りまとめた。

1. 試錐結果からみた内部構造と変質機構
2. 粘土鉱物および変質帯の性状
3. 噴気ガスの性質および経年変化
4. 変質帯の地球化学的環境
5. 水理および水質
6. 水理的・熱的構造
7. 電気探査・磁気探査による構造
8. 地温分布の変化
9. 変動量の三角測量　　（応用地質部）

箱根大涌谷の噴気ガスの特性

高橋　清　　伊藤　司郎　　前田　憲二郎

火山性地すべりの発生機構および予知の研究の一環として箱根大涌谷の噴気ガスの特性を検討した。すなわち

（1） 大涌谷A地区 A-2 孔以外の噴気ガス組成は，いわゆる炭酸ガス—硫化水素型で亜硫酸ガス・塩酸ガスはほとんど含まない。

（2） A-2 孔付近の下部から炭酸ガス，硫化水素のほかに相当量の亜硫酸ガスおよび塩酸ガスを含む活火山性のガスを永続的に噴出している。

（3） A-2 孔の噴気ガスの水素含量は昭和新山などの活火山性ガスの温度—水素含量の相関図の上にプロットされるが，これ以外の噴気ガスは温度と対比したとき水素の異常濃縮がみられる。これは温泉ガスの窒素や水素の異常濃縮と類似の機構によるものと思われる。

（4） 噴気ガス組成の季節変化は，H_2S/CO_2 比を例にとると雨期に H_2S/CO_2 比は高くなり乾期には低くなっている。これは一般の噴気ガスの季節変化とは逆の関係を示し異常である。

（5） 箱根の火山性地すべりは気象条件に大きく支配されていると考えられる。雨期の降雨量は 350 mm/月以上続くと地すべりが頻発し，降雨量の少ない年には余りおこっていないことはこれを物語っている。（技術部）

試錐結果からみた大涌谷変質帯の内部構造と変質機構について

安藤　武　　黒田　和男　　大久保太治

地すべり斜面で 14 本のボーリングを実施して地質・変質状況・地下水・地温・噴気などを調査し，これによって地すべりの発生に関連する内部構造と変質機構を検討した。なお砂防試錐および温泉造成試錐によるボーリング資料を利用した。岩芯は顕微鏡観察によって weak→medium→strong—very strong の 4 段階に変質度を区分し，粘土鉱物などの二次鉱物はX線分析によって同定した。

変質状態を粘土質と変質岩の関係によって次のように4帯に大別した。

I　崖錐帯‥‥崩積質の岩礫

II　粘土帯‥‥主として粘土質からなり，多少の礫を含む。

III　強変質安山岩帯‥‥変質岩と粘土からなる。

IV　変質安山岩帯‥‥主として変質岩からなるが，クラックに沿って粘土化した部分がある。

この区分によって，地すべり斜面および脚部について7線の変質断面図を作成し，火山性地すべりの発生に関する安定状況を検討した。

変質による二次鉱物の特徴から次のように分帯した。

A　モンモリロナイト——方解石帯（下位変質帯）

B　モンモリロナイト——石膏帯（中位変質帯）

C　カオリン——蛋白石帯（上位変質帯）

D　カオリン——明ばん石帯（表層変質帯）

E　不規則混合層鉱物——モンモリロナイト帯（周辺変質帯）

二次鉱物の生成と分布から内部の変質機構を考察した。

湧水・地獄水・表流水の 17 点を採水して水質分析を実施し，水質の特徴と変質の関係を検討した。

（応用地質部）

強羅温泉の水理的熱的構造と大涌谷地熱地帯の関係

湯原　浩三*　　小鋼　桂一*　　阿部喜久男**

要　旨

大涌谷火山性地すべりの発生要因の一つとして，そこに噴出する噴気や温泉による熱的，水理的作用が考えられる。この点を解明するための研究の一環として，大涌

* 月例研究発表会講演要旨
昭和 41 年 6 月 10 日本所において開催

谷の東北東約 2km 位の下流地域に位置する強羅温泉を調査研究し，大涌谷地熱地帯と強羅温泉の関連性を明らかにすることを試みた。強羅地区の 40 余の温泉井と約 20 の地下水について泉温測定，エヤーリフト揚湯試験，水質試験を行ない，地質柱状図やその他の資料を考慮しながら水頭・温度・化学組成の各分布図等を作成し，さらに水位の降下状態から求めた地層の物理的性質を参考にして，強羅地区の地下の水理的構造を推定した。その結果この地区には2つの地下水層と，湯ケ島層内にあると思われる巨視的な意味での温泉帯水層が考えられ，下部の地下水は流下の途中で温泉帯水層に合流混入し，温泉水はそこで泉温がさがり化学成分濃度も薄くなっている。薄められた温泉水はさらに下流で上方に浸出し，上部地下水と混合して早川渓谷沿いの自然湧出温泉となっている。大涌谷地熱地帯の水収支と強羅温泉の流動方向から判断して，強羅温泉の熱源および水源が上方にある地熱地帯と関係があるとすれば，大涌谷よりもむしろ早雲山との関連の方が大きいと思われる。

(*応用地質部 **技術部)

大涌谷における地表変動の精密測定について

岩崎一雄　佐藤　優　勝目一泰

火山性地すべり研究の一環として，箱根大涌谷において 39 年 11 月から 41 年3月までに6回の変動量観測を実施した。

調査地域は総合調査にとりあげられた大涌谷Aモデル地区内で，標高 1000 m から 1400 m の地点で気象条件の非常に悪い地点である。

移動しつつある地表の変動量が微量であるため，その絶体量を把握するに必要な，測定の方法条件，それに伴う観測器機の選定と観測装置を考案試作して，精密三角精密水準測量方式により実験測定を行なった。その成果により地表変動の詳細な様相を解析している。

調査実験の概要

観測点の設置，変動地帯内に9点のコンクリート標柱とそれに連繋する6点のコンクリート観測台を築造して，目標と観測機中心が 0.1 mm の精度と合致する装置を設け，移動量比較の基とした。

基線長の測定，変動標柱の 1～2 mm の動きの量を決定する基本となる長さであるためインバーワイヤ基線尺膨張係数 0.9×10^{-6} のものを厳密な検定を行ない，往復測定の比率精度 70 万分の1となるよう測定した，傾斜地における能率的な測定装置を試作し用いた。

精密角観測，水平運動量を算出するため基線を基にして三角形を構成して，間接に確度 1～2 mm の距離を求めるため一等三角測量方式に基づきカールバンベルヒー等経緯儀およびウイルド T_3 経緯儀をもって，観測夾角の自乗平均誤差 0.1～0.4 秒の値となるよう測定した。太陽熱等の影響を除くため，夜間観測を行ない，目標点標的は精密に中心投影するもの数種を試作し用いた。

精密水準測定，垂直方向の変動を知るため仮設水準原点より基準点観測台間をカールツアイス一等水準儀およびウイルド水準儀をもって連繋し，経緯儀による変動点標柱の精密垂直角観測から算出する高さの基とした。

変動点標柱の傾斜測定，地すべり運動の現象に伴って，垂直に建設したコンクリート柱が，種々な方向に傾きつつあり，これは地表面の変動と地面下の動きの量が異なるために起因するものと考えられ，その状態解析の資料として傾斜度を測定した。

測定値の計算処理，観測したデーターに対する最確値を得るため，最少自乗法による厳密平均計算方式を考案して実施した。

変動量成果の信頼度，異常地帯における噴気ガスの流れ，地熱，風向風力，気温湿度，気圧変化および太陽熱の影響により空気の状態は観測照準線に異状屈折を起させやすい。この現象を少なくするため，夜間観測を実施した。各回観測の算出した座標位置の精度 ±1～3 mm 高さの精度 ±1～4 mm を保っているが，絶対測量による変動量の絶対値を得る基となる不動基準原点の安定度が問題となり，仮不動点を用いたことに対し，その基線三角網の成果分析からして，大体安定しているものと判定できる。観測時点ごとにおける基準点と変動点の相関位置は上記の精度をもって結合されており，その比較精度は安定度を考慮しても 5～6 mm をでない。

変動の概要，観測成果から変動地内各点の観測回ごとに対する，変動方向と変動距離が求まり，500 分の地形図上に図示したものと，変動点を結ぶ断面図により地表面においては大略その点の最大傾斜方向に移動を示している点における変動量は経過日数 470 日に対して最小 40 mm より最大 100 mmに達し，平均 55 mm の進行量となっている。この結果から等移動量曲線図を調製し，動きの分布を解析している。傾斜測定値から算出したコンクリート柱底部の変動状況図と，地域の立体図に試錐資料を取入れ，運動現象を解析する。なお地形細部の変動を明らかにするため，第6回観測時に二次変動点 20 点を増設観測した。

この方法による局地的な地盤変動の精密測定を地すべりに応用した実験は始めてであり，いままでの観測結果を充分検討して，適応した地盤変動測定技術の確立と運動究明の資料とする。　(技術部)

地質調査所月報　第17巻　第8号　目　次

報　文

飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について（その 1　新潟県津川町付近）
飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について（その 2　新潟県三川村およびその周辺地域）
飯豊山地南西部における新第三系の放射能強度について（その 3　新発田市周辺）
宮城県伊具含炭地における核原料物質概査報告
山形県小国町から産する沖庭化石植物群の特徴（その 1）

概　報

山口・島根県下自動車放射能探査放射能異常地点について
昭和 34 年度四国管内放射能調査報告
宮崎県南部地区放射能強度分布調査報告
兵庫県津名郡五色町地域の放射能強度調査報告
岡山県金光・玉島地区放射能強度分布

資　料

鉱床現場における元素定量に関するγ線エネルギー分析の若干の問題

地質調査所への連絡は

本　　所　神奈川県川崎市久本 135 番地　電話（044）83-3171番

東京分室　東京都新宿区河田町 8 番地　電話（341）7131～8番
北海道支所　北海道札幌市南1条西 18 丁目　電話（61）4465番
仙台駐在員事務所　仙台市外記丁 105（仙台合同庁舎内）　電話（21）4701番
名古屋駐在員事務所　名古屋市中区南外堀町 6 の 1（名古屋総合庁舎内）　電話（941）6416番
大阪駐在員事務所　大阪市東区杉山町 1 番地　電話（941）3969番
広島駐在員事務所　広島市基町 9 番地（広島通産局内）　電話（21）1945番
四国駐在員事務所　高松市花の宮町 2 丁目 3-3（大工試四国支所内）　電話（3）3254番
福岡駐在員事務所　福岡市石城町 14—10（通産省福岡合同庁舎内）　電話（28）6743番

昭和41年7月25日　印　刷
昭和41年7月30日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷所　株式会社　笠井出版印刷社
東京都港区西新橋1ノ21ノ8

© 1966　Geological Survey of Japan

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Konosuke Sato, Director

Vol. 17 JULY 1966 No. 7

CONTENTS

F. KISHIMOTO, K. TAKASHIMA, K. KATŌ, S. NAGAI, J. KUBOKI, Y. KAYAMA, K. KOMURA & S. OTAKE: On the Mercury-dispersion Halos of the Environs of Gold-Silver Veins, Taio Mine, Ōita Prefecture 1 (391)

K. SHIBATA & T. NOZAWA: K-Ar Ages of Hida Metamorphic Rocks, Amo-Tsunokawa Area and Oki Area, Japan 20 (410)

K. SHIBATA & T. NOZAWA: K-Ar Age of the Granodiorite in a Pit of the Amo Mine, Hida Mountains, Japan.....27 (417)

K. SHIBATA & T. NOZAWA: K-Ar Age of the Shimonohara Quartzdiorite, Hida Mountains, Japan.....32 (422)

K. SHIBATA & T. NOZAWA: K-Ar Age of the Nihonkoku Gneiss, Northeast Japan.....36 (426)

K. SHIBATA & T. NOZAWA: K-Ar Ages of Granites from Amami-ōshima, Ryukyu Islands, Japan.....40 (430)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-cho, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 17, No. 7, 1966